

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Юдомская

Лист Р-53-XXX (Акра)

**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-XXX (Акра)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2020

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26
Г72

Авторы

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

Редактор *А. П. Кропачев*

Рецензенты

В. В. Русс

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXX (Акра). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. П. Кропачев, А. Л. Коновалов, В. В. Заморюев 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) (191 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-669-2 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-670-8**

Содержит сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике, полезным ископаемым, гидрогеологии, геоморфологии и эколого-геологическим условиям района. Дана характеристика стратиграфических подразделений, приведено описание магматических комплексов с обоснованием их возраста, важнейших тектонических структур. Характеристика полезных ископаемых, закономерностей их размещения и прогнозная оценка рудных объектов территории приведена по состоянию на 01.01.2000 г. Основные перспективы района связаны с редкометалльно-редкоземельным карбонатитовым оруденением Лединской рудной зоны и коренной золотоносностью Селляхско-Хотунского и Мугунского рудных узлов. Перспективы россыпной золотоносности связаны большей частью с техногенными и глубоко погребенными россыпями. Имеются перспективы оруденения золото-сульфидного типа, металлоносных сланцев (ванадий, золото, фосфориты), а также перспективы платино- и алмазонасности.

Табл. 1, илл. 13, список лит. 91 назв., прил. 14.

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 7 марта 2001 г.

ISBN 978-5-93761-669-2 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-670-8

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

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	8
СТРАТИГРАФИЯ	12
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	40
ТЕКТОНИКА	52
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	73
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	79
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	82
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	95
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	104
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	108
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	110
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых показанных на карте полез- ных ископаемых листа Р-53-XXX Государственной геологической карты Российской Федера- ции масштаба 1 : 200 000	114
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископае- мых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), геофизических (ГА) и радиоактивных (РА) аномалий показанных на карте по- лезных ископаемых листа Р-53-XXX Государственной геологической карты Российской Феде- рации масштаба 1 : 200 000	117
<i>Приложение 3.</i> Характеристика пунктов минерализации золота на территории листа Р-53- XXX	123
<i>Приложение 4.</i> Характеристика промышленных россыпей золота (с запасами) на террито- рии листа Р-53-XXX	126
Характеристика непромышленных россыпей золота на территории листа Р-53-XXX	131
<i>Приложение 5.</i> Химический состав хромшпинелидов по данным макрозондового анализа	134
<i>Приложение 6.</i> Общая характеристика рифейско-вендских карбонатных пород	135
<i>Приложение 7.</i> Прогнозные ресурсы (Р ₂) золота техногенных россыпей	136
<i>Приложение 8.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых	137
<i>Приложение 9.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых, известных на площади листа Р-53-XXX	138
<i>Приложение 10.</i> Список стратонов, петротипов, опорных обнажений, показанных на геоло- гической карте	139
<i>Приложение 11.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и мине- ралов калий-аргоновым методом	140
<i>Приложение 12.</i> Микроэлементный состав туффитов и осадочных пород из основания ро- зовской свиты (нижний–средний девон)	141
Химический и микроэлементный состав туффов и литокластов из основания накалинской свиты (фаменский ярус)	142
Содержание редких элементов в туфах основания накалинской свиты (фаменский ярус) ..	143
Химический и микроэлементный состав вулканогенно-обломочных пород из основания на- калинской свиты (фаменский ярус)	144
Содержание РЗЭ в вулканогенно-обломочных породах основания накалинской свиты (фа- менский ярус)	145
<i>Приложение 13.</i> Химический и микроэлементный состав долеритов улаханбамского комп-	

лекса	146
Химический и микроэлементный состав долеритов горбинского комплекса	147
Химический состав пород лединского пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитового комплекса	148
Химический и микроэлементный состав долеритов суордахского комплекса	149
Химический и микроэлементный состав долеритов первой фазы сеттедабанского комплекса	150
Химический и микроэлементный состав долеритов второй фазы сеттедабанского комплекса	152
Химический и микроэлементный состав метапикритов первой фазы левосахаринского комплекса	154
Малые и РЗЭ в метапикритах первой фазы левосахаринского комплекса	155
Химический и микроэлементный состав пород второй и третьей фаз левосахаринского комплекса	156
<i>Приложение 14. Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в осадочных породах (лист Р-53-XXX)</i>	<i>157</i>
Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в магматических и метасоматических породах (лист Р-53-XXX)	158
Фоновые и аномальные содержания элементов-примесей разных классов опасности в почвах (лист Р-53-XXX)	159
Средние содержания и коэффициенты концентраций элементов-примесей разных классов опасности в почвах отдельных участков листа Р-53-XXX	160
Средние содержания и коэффициенты концентраций элементов-примесей разных классов опасности в растениях отдельных участков листа Р-53-XXX	161
Соотношение средних содержаний микроэлементов в растительности и в почве (C_{cp} в растительности/ C_{cp} в почве) (лист Р-53-XXX)	162
Состав речных вод (лист Р-53-XXX)	163

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-53-XXX расположена в юго-западной части Верхояно-Колымской складчатой системы, вблизи ее сочленения с Сибирской платформой. Административно она относится к Усть-Майскому району (улусу) Республики Саха (Якутия).

На территории выделяются части трех орографических сооружений. Рельеф западной части формирует Горностахская цепь с наиболее высокой вершиной в 1 730 м. Здесь развиты крутосклонные узкие водоразделы с относительными превышениями над долинами ручьев от 700 до 1 000 м. Центральная часть района, от левого бережья р. Акра до водораздела с правыми притоками р. Аллах-Юнь, принадлежит горным цепям Сетте-Дабана, состоящим из двух меридиональных гряд, разделенных Бурхалинской депрессией шириной около 3 км. Эти гряды узкие, гребневидные, нередко скалистые с абсолютными отметками от 1 200 до 1 640 м и относительными превышениями над днищами долин в 600–800 м. Восточная часть района (бассейн р. Аллах-Юнь) относится к Юдомо-Майскому нагорью, характеризующемуся пониженным рельефом с абсолютными отметками водоразделов от 1 100 до 1 300 м и превышениями над долинами рек от 300 до 500 м. Очертания водоразделов сглаженные, округлые.

Речная сеть района принадлежит бассейну р. Алдан. Главной артерией является р. Аллах-Юнь и ее правый приток – р. Сахара. Река Аллах-Юнь протекает вблизи восточной границы территории на протяжении 35 км и имеет хорошо развитую долину шириной до 6 км с многочисленными протоками и старицами. Ширина русла – от 100 до 200 м, глубина на плесах – до 6 м, на перекатах в межень – менее 1 м, скорость течения – 2–2,5 м/с. Река Сахара, образующаяся при слиянии рек Левая и Правая Сахара, протекает по территории на протяжении 40 км. Ширина долины достигает 1 км; русло шириной до 70 м обычно разветвляется на несколько рукавов с глубиной на плесах до 1,5–2 м, на перекатах – от 0,2 до 1 м. Скорость течения составляет 1,5–2 м/с. Река Акра является правым притоком р. Сахара. Она имеет широкую (3–4 км) заболоченную долину. Русло мелкое, шириной до 40 м. Многочисленные притоки р. Аллах-Юнь – ручьи Хочулукан, Бахайя, Золотой, От-Юрях, Анакчан, Талалаах, Силур и другие, а также реки северной части листа – Правый Чухоней, Левый Чухоней, ручьи Суордах, Аринда, Сетанья, впадающие в р. Белую, имеют долины шириной 500–600 м. Глубина их на перекатах не превышает 0,5 м, скорость течения – 1,5–2 м/с.

Климат района резко континентальный с контрастными перепадами летних и зимних температур от +35 °С до –60 °С. Годовое количество осадков – 400–500 мм, наибольшее их количество выпадает в июле–августе. Постоянный снеговой покров устанавливается в первой половине октября, реки замерзают во второй половине октября, а крупные – в начале ноября. Район расположен в области многолетней мерзлоты, развитой до глубины 250–300 м. Мощность деятельного слоя на склонах южной экспозиции составляет 3–5 м, на северной уменьшается до 1–0,3 м. Район покрыт зарослями кедрового стланника и лиственницей, за исключением гребней и крутых склонов водоразделов. В долинах рек встречается тополь, сибирская ель. Промышленные массивы лиственницы имеются в долинах рек Аллах-Юнь, Сахара, Акра.

Экономически район освоен слабо. По реке Сахара с перевалом в долину р. Аллах-Юнь через р. Лев. Сахара имеется круглогодичная автомобильная дорога, связывающая пос. Эльдикан на р. Алдан с пос. Аллах-Юнь. По правым притокам р. Аллах-Юнь – ручьям Золотой, Баатыла – в летнее время ведется старательским способом добыча россыпного золота.

Ближайший населенный пункт – пос. Аллах-Юнь, расположен в 25–км к северо-востоку от восточной границы района. Его население в настоящее время не превышает 500–600 человек и продолжает сокращаться. По большинству притоков р. Аллах-Юнь, по руч. Прав. Сахара, Суордах, Прав. и Лев. Суордах, Сетанья имеются вездеходные дороги, часть из которых пригодна для автомобильного передвижения.

Территория имеет сложное геологическое строение, удовлетворительную обнаженность, хорошую и удовлетворительную дешифрируемость аэрофотоснимков, плохую проходимость.

Коренные обнажения сосредоточены по долинам ручьев, пересекающих горные цепи, по их крутым склонам и водоразделам, а также в береговых обрывах рек Сахара, Аллах-Юнь.

В подготовке к печати комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-53-XXX принимали участие: А. П. Кропачев (геологическая карта), А. Л. Коновалов (карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения), В. В. Заморуев (карта четвертичных образований), К. А. Мексярова (схемы эколого-геологических условий и оценка эколого-геологических опасностей). Написание глав объяснительной записки распределялось следующим образом: А. П. Кропачев – «Введение», «Заключение», «Интрузивный магматизм», «Тектоника», «История геологического развития»; А. П. Кропачев, И. Я. Гогин, В. В. Заморуев – «Стратиграфия»; В. В. Заморуев – «Геоморфология»; А. Л. Коновалов – «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 написаны А. К. Худолеем, по глубинному строению И. В. Беляевым. 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, В. В. Заморуев, А. К. Иогансон, М. С. Щербаков, А. И. Старников, студенты Новосибирского геологоразведочного техникума, сезонные рабочие.

Определение органических остатков выполняли: конодонтов – В. П. Тарабукин; кораллов ордовика, силура, девона и нижнего карбона – К. Б. Хайзникова, Т. С. Альховик; трилобитов – Л. И. Егорова, Т. В. Пегель, Л. Н. Репина; строматолитов – И. Г. Шаповалова; хиолитов – А. К. Вальков; брахиопод девона – В. В. Баранов, К. В. Симаков, нижнего карбона – Б. С. Абрамов; фораминифер карбона – О. И. Богущ, В. О. Юферов; гониотит – М. Ф. Богословская. Химико-аналитические работы проводились: спектральный полуколичественный анализ (на 37 элементов) и пробирный анализ на Au, Ag – химическая лаборатория Восточно-Якутского ГУГПП (Н. П. Бажутова); определение содержания в магматических породах окислов, Rb, Sr, Zr, Y, U, Pb, Th, Nb, La рентгено-флуоресцентным 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 протолочек – минералогическая лаборатория ВСЕГЕИ (Э. А. Багдасаров, В. В. Жуков) и минералогический кабинет Восточно-Якутского ГУГПП; микрозондовый анализ состава минералов – химическая лаборатория ВСЕГЕИ (аналитик О. А. Яковлева); термический анализ карбонатных пород девона, генетический анализ газово-жидких, расплавленных включений, определение температуры, давления флюида карбонатных пород девона – химическая лаборатория ВСЕГЕИ (Л. В. Фурмакова, Е. В. Толмачева). Пробирный анализ на Au ряда проб из отложений рифея и нижнего кембрия выполнялся в физико-химической лаборатории ГГПП «Алдангеология», а определение малых и редких элементов из вулканокластических пород девона, метапикритов позднего девона – в лаборатории геологической службы Канады (Оттава). Определения радиогеохронологического возраста пород K-Ar методом были выполнены в ПГО «Запсибгеология», а проб четвертичных отложений радиоуглеродным методом – в лаборатории НИИ географии Санкт-Петербургского университета (Х. А. Арсланов).

На базе Восточно-Якутского ГУГПП осуществлялись чертежные, картооформительские работы оформительской группой, компьютерный набор текста записок – О. Р. Хазиевой, И. В. Берук, подготовка компьютерного варианта карт – Е. М. Парахиной, М. К. Закирьяновой, В. Е. Федоровым, К. Е. Малинкиным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые отрывочные сведения о геологии района имеются в записках Эрмана и П. А. Казанского, путешествовавших вдоль старинного тракта от Якутска до Охотска в 1828–1929 гг. и в 1912 году.

В 1932–1937 гг. геологические исследования в Южном Верхоянье с охватом площади листа проводила Джугджурская экспедиция института НИГРИ-золото, преобразованная в 1934 году в стационарное Якутское отделение треста Золоторазведка, с участием В. П. Бертина, Ю. А. Билибина, Е. С. Бобина, Д. Ф. Бойкова, Н. И. Зайцева, Ю. К. Дзевановского. Этими работами были выявлены основные черты геологического строения района и общие закономерности размещения полезных ископаемых, отраженные в сводных геологических картах масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000 и записках к ним, составленных в 1938–1939 гг. Е. С. Бобиным. В 1935 году Ю. А. Билибин выделил Главную Аллах-Юньскую золотоносную полосу, которой принадлежит восточная часть листа, а в 1937 году на основе полученных материалов подробно рассмотрел вопросы геоморфологии и оледенения Аллах-Юньского района. В этот период были открыты по сути все россыпи золота на рассматриваемой территории, а некоторые из них (по ручьям Золотой, Бахая, Хочулукаан, Баатылы) разведаны и уже в 1933 году переданы в эксплуатацию.

В 1953 году бассейны ручьев Талалах и Анакчан, левобережные притоки р. Аллах-Юнь, были охвачены работами А. И. Казаринова, который считал эти участки перспективными на обнаружение коренных месторождений золота.

В 1956 г. при подготовке к изданию Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (лист Р-53) Т. С. Кирусенко провела редакционно-увязочные маршруты по р. Сахаре и в бассейне руч. Тэлкиндже. На изданном в 1962 году листе Р-53 и на рассматриваемой территории она выделила стратиграфические подразделения, соответствующие современным сериям рифея и отделам ордовика–перми.

В 1958 году рудно-поисковой партией Ыныкчанского приискового управления, возглавляемой В. И. Соловьевым, в бассейнах ручьев Оночалах, Хотун-Юрях, Сиэллээх были выявлены и рекомендованы к разведке на рудное золото кварцевые жилы, представляющие в настоящее время Буларское и часть Оночалахского месторождений. В следующем 1959 году на этом участке геолого-поисковые работы масштаба 1 : 50 000 провел И. А. Некипелов (отчет по работам написан И. А. Бессоновым и В. И. Коневцевым), установивший, что кварцевые жилы, локализованные в пределах песчаниковых пачек, имеют пластовый характер. Авторами работы дана краткая характеристика Буларского месторождения и рекомендована дальнейшая разведка жил с поверхности, а жила «Золотая» – на глубину.

Начиная с 1959 года на Буларском и Оночалахском золоторудных месторождениях проводит поисковые и разведочные работы Аллах-Юньская геологоразведочная партия. По результатам работ партии дана оценка этих объектов.

В 1960 году в бассейнах ручьев Сиэллээх, Хочулукаан, Бахая, Золотой и Тэлкиндже поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 500 000 провел А. И. Некипелов [70]. Верхоянский терригенный комплекс этой площади он расчленил в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой Южного Верхоянья, кварцевые жилы систематизировал по приуроченности их к элементам складчатых и разрывных структур и пришел к выводу о бесперспективности района на рудное золото.

В 1961 году в северной части листа поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 были выполнены О. Г. Гомбоевым и др. [53]. Палеозойская толща на данном участке была расчленена по схеме разработанной к тому времени В. А. Ян-Жин-Шином и Б. С. Абрамовым, складчатые и разрывные структуры меридионального простирания продолжены с территории листа Р-53-XXIV, золоторудных объектов выявлено не было.

В этом же году в бассейнах рек Прав. и Лев. Чухоной, Прав. и Лев. Сахара, руч. Суордах

геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 провел В. А. Ян-Жин-Шин [91]. На основе разработанной автором стратиграфической схемы Сетте-Дабана он создал геологическую карту, которая довольно точно отражает структуру рассматриваемой территории и послужила хорошей основой для проведения на этой площади более детальных работ; а в металлометрических пробах ручьев Габбро, Батрак и Ягодный были отмечены повышенные содержания ниобия, иттрия и галлия.

В 1961 году южная половина листа была охвачена геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, проводившейся Н. В. Балановым и др. [50]. При расчленении осадочной толщи использовалась унифицированная схема. Среди магматических образований здесь впервые были выделены ультраосновные щелочные породы и диабазы.

В 1962 году О. Г. Гомбоев в бассейне р. Сахары провел поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000. Итогом их явилось открытие в бассейне руч. Кишра массивов Гек и Воин ультраосновных и щелочных пород и связанного с ними редкометалльного оруденения [54]. В 1963 году О. Г. Гомбоев и В. Ф. Мехоношин на этих массивах продолжили поисковые работы масштаба 1 : 10 000, в результате которых было уточнено их геологическое положение и структура, изучены геохимия, петрографический и минеральный состав разнообразных пород и карбонатитов, слагающих массивы. По рудным зонам был проведен подсчет запасов пятиоксида ниобия и тантала. Позднее, в 1966 году, обобщение этих материалов и личных наблюдений сделал В. М. Эпштейн [89].

В 1963 году В. А. Колонтаевский заснял в масштабе 1 : 50 000 площадь, прилегающую к бассейнам ручьев Силур и Талалаах [64]. Расчленение осадочной толщи проведено согласно существовавшей тогда схеме, в разрезе карбонатного палеозоя из отложений, относимых предшественниками к нижнему карбону, выделены осадки верхнего девона, по данным поисковых работ сделан вывод о бесперспективности этой площади на рудное золото, а ряд водотоков рекомендован для разведки россыпей золота.

В 1962–1966 гг. А. А. Сушко обобщил и систематизировал имеющиеся материалы по геологии, разведке и добыче россыпей золота в районе за всю историю его исследования [86].

В 1969–1970 гг. геологическую съемку и поиски масштаба 1 : 50 000 в бассейнах ручьев Правый Суордах, Сетанья, Телкиндже, р. Лев. Сахара провел А. Е. Соболев [81]. В итоге здесь выделены ранее не закартированные отложения ряда свит, установлены дайки лампрофиров и сиенитовых порфиров, а в бассейне ручьев Батрак и Габбро установлено тантало-ниобиевое проявление, связанное с породами ультраосновного щелочного магматизма.

В 1976–1980 гг. северо-западную часть листа (рис. 1) заснял в масштабе 1 : 50 000 В. Ф. Мехоношин и др. [69]. В результате составлена детальная геологическая карта с расчленением осадочной толщи рифея на свиты в строгом соответствии с легендой Майской серии. Среди магматических образований откартированы силлы и дайки диабазов в отложениях рифея, венда, нижнего кембрия, выявлены проявления барита и флюорита.

В 1975–1980 гг. А. И. Старников и И. Г. Волкодав провели работы по выявлению закономерностей размещения полезных ископаемых Кыллахского поднятия [84]. На западную часть листа составлена металлогеническая карта масштаба 1 : 100 000. В 1983–1984 гг. А. И. Старниковым, Л. Н. Ковалевым и А. В. Филатовым при подготовке к изданию Госгеолкарты-200 [83] на территории листа проведены редакционно-увязочные маршруты. В результате этого на основе сборов фауны уточнено возрастное положение некоторых свит, выявлено несогласное залегание верхоянского терригенного комплекса и бурхалинской серии на нижележащих отложениях. Все это позволило значительно сократить количество разломов, а мозаично-блоковое хаотичное строение преобразовать в серию узких складок с запрокидыванием на отдельных участках.

В 1984–1986 гг. в восточной части листа проводила геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 Селляхская партия [65]. Осадочные отложения района расчленены согласно Аллах-Юньской серии листов, а продуктивная толща суркечанской и хальинской свит впервые охарактеризована фауной и выявлена ее фациальная изменчивость. Оконтурены поля динамометаморфизованных пород и отмечена зависимость распределения золоторудной минерализации от степени динамометаморфизма. Установлен ряд перспективных рудопроявлений, заслуживающих постановки поисковых работ.

В 1985–1990 гг. в центральной части территории геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 проводил А. В. Сагир и др. [75]. Закартированы надвиговые структуры с шовными антиклиналями. Обнаружены верхнедевонские эксплозивно-эффузивные покровы щелочных трахитов, представляющих, по мнению авторов, эффузивные фации лединского комплекса. Выявлены проявления редких металлов. В закартированных кольцевых телах эруптивных брекчий прогнозируются алмазоносные объекты. Основные перспективы золотого оруденения

связываются с надвиговыми зонами.

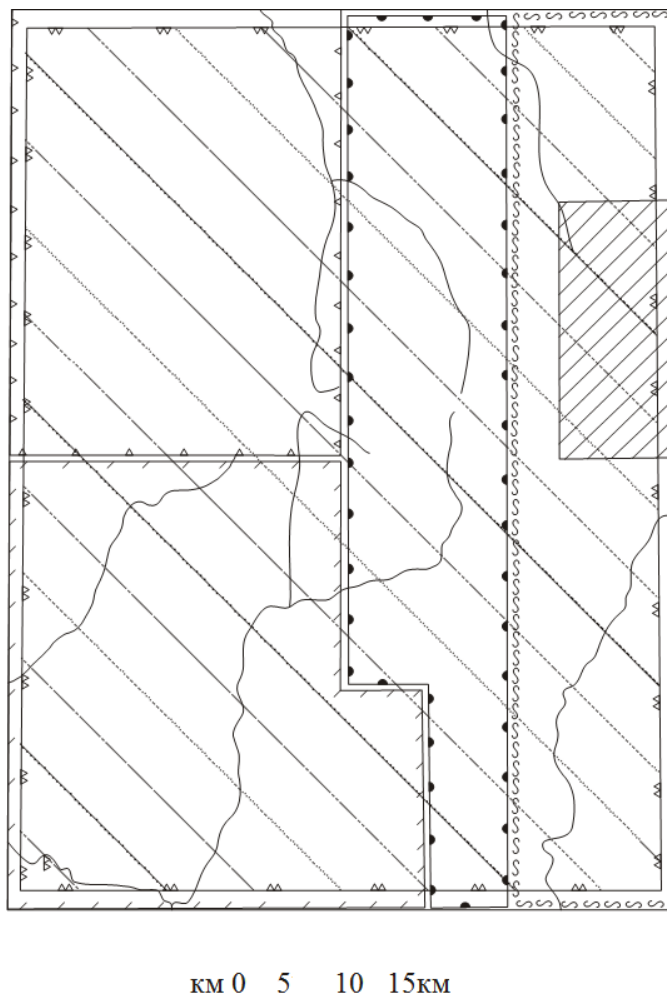


Рис. 1. Схема геологической и геофизической изученности листа Р-53-XXX.

В 1995–1996 гг. в рамках работ по подготовке к изданию данного листа Госгеолкарты-200 (второе издание) были выполнены редакционно-увязочные и специализированные (поисковые, стратиграфические, петрологические) исследования в бассейне р. Сахара, руч. Лев. Суордах, Силур, Паут, Широкая, Сетанья. Работами уточнена структура ниже-среднепалеозойских отложений, выявлена большая роль надвигов субслоистого типа, сопровождающихся зонами динамометаморфизма, установлена интенсивная тектонизация ряда свит. Уточнено строение кембрийских и ордовикских отложений, в значительной мере сложенных карбонатными турбидитами. Получены высокоточные радиогеохронологические данные, уточняющие время формирования улаханбамского, лединского комплексов. В метапикритах позднедевонского левосахаринского комплекса, терригенных и вулканогенных породах девона, нижнего карбона обнаружены минералы-спутники алмазов (хромшпинелиды, хромдиопсид, пироп-альмандин).

Геофизические работы на территории листа начаты Н. Н. Кашаевым в 1956 году аэрометрической съемкой масштаба 1 : 100 000. В результате съемки выявлены полосы повышенной радиоактивности в истоках ручьев Сэтанья, Хочулукаан и на левобережье р. Сахара. На последнем участке в дальнейшем наземными геологическими исследованиями были обнаружены массивы ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами.

В 1959 году на территории листа и прилегающей площади проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000, по материалам которой в 1965 году Т. С. Кутузова составила Государственную карту аномального магнитного поля этого же масштаба. Район характеризуется общим слабо отрицательным однородным магнитным полем и весьма незначительно повышающимся к юго-западному углу листа.

В 1967 году Д. И. Гуторович [55] заснял площадь листа аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 500 000. По данным этой съемки магнитное поле района плавно понижается от слабо положительного на западе до слабо отрицательного на востоке. Выделяется ряд локальных по-

ложительных аномалий, совпадающих с выходами силлов рифейских диабазов и ультраосновных-щелочных комплексов. В этом же году территория листа охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000, выполненной А. И. Носаковым. Результаты съемки дают общее представление о глубине залегания кристаллического фундамента.

В 1975 году В. В. Антипов [48] произвел гравиметрическую съемку масштаба 1 : 200 000. В пределах листа по расчетной глубине залегания фундамента с запада на восток выделяются три части, соответствующие трем основным структурам района: Горностахской антиклинали, Сете-Дабанскому горст-антиклинорию и Южно-Верхоянскому синклинорию. Выделены глубинные меридиональные (Бурхалинский и Центральный) и широтные (Гарбаганнахский и Уэмляхский) разломы. Глубина залегания фундамента определяется от 5 км в Горностахской антиклинали до 10–15 км – в Южно-Верхоянском синклинории.

В 1986 г. В. А. Дубовым и др. проведено обобщение геофизических материалов [56]. Составлена сводная карта аномального магнитного поля Южного Верхоянья, хорошо сопоставляющаяся с картой магматизма; впервые разработана схема глубинного строения территории. Размещение большинства рудных полей в пределах рудных узлов контролируется узкими горстообразными линейными структурами, четко проявленными в магнитных и гравиметрических полях.

По результатам проведенной в 1984–1986 гг. аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000 [74] достаточно четко выделяются основные складчатые и разрывные структуры исследуемой территории. Цепочки массивов ультраосновных пород с редкометалльными карбонатитами выделяются контрастными изометричными положительными магнитными аномалиями. Среди них в пределах Габбро-Батраковского рудного поля выделяются положительные изометричные аномалии, отвечающие полям анкеритовых гидротермалитов.

Основой геологической карты листа являются материалы геологических съемок масштаба 1 : 200 000, полученные В. А. Ян-Жин-Шином [91], Н. В. Балановым [50], геологические карты масштаба 1 : 50 000, составленные А. Е. Соболевым [81], В. А. Колонтаевским [64], О. Г. Гомбоевым [53, 54], В. Ф. Мехоношиным [69], А. Н. Балановым [51], Д. Н. Кораблевым [65], А. В. Сагиром [75]. При составлении карты учтены материалы редакционно-увязочных маршрутов, выполненных при проведении ГДП-200, использованы аэрофотоснимки масштаба 1 : 25 000 и космоснимки масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 2 000 000. Выделенные на карте свиты в большинстве своем имеют хорошие дешифровочные и контрастные литологические признаки, что позволяет уверенно их опознать и картировать. При подготовке геофизических схем использованы материалы гравитационной масштаба 1 : 200 000 [48] и аэромагнитной масштаба 1 : 25 000 [74] съемок.

Геологические границы листа увязаны с подготовленными к изданию листами Р-53-XXIV, XXXVI.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа распространены отложения огромного возрастного диапазона: от рифея до перми включительно, суммарной мощностью около 20 км. В верхнем протерозое, нижнем и среднем палеозое главенствующую роль играют карбонатные, карбонатно-обломочные породы, которым подчинены вулканогенные и терригенные образования. Последние слагают отложения верхнего палеозоя, объединенные Н. П. Херасковым в верхоянский комплекс. Наибольшей изменчивостью в границах изученной площади характеризуются подразделения венда–среднего палеозоя, формирующие районы с разным набором стратиграфических подразделений: Томпо-Юдомский и Кыллахский – для венда–силура, Аллах-Юньский, Бурхала-Байагантайский, Менкюле-Тыринский – для девона.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

РИФЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Рифейские отложения распространены вдоль западной окраины территории листа, главным образом в осевой части Горностахского хребта (бассейн руч. Мастах, Начар, Чухоной, правобережье р. Акры). Разрез рифея данного района уникален по полноте, обнаженности и относится к числу наиболее изученных среди подобных объектов Средней Сибири и Востока России [28]. Установлены все три подразделения рифея, в объеме которых выделяется ряд серий, имеющих чаще всего трансгрессивный тип строения и отделенных друг от друга регионально проявленными перерывами и несогласиями. Отложения нижнего рифея образуют Горностахский, а среднего и верхнего рифея – Юдомо-Белореченский и Улахан-Бамский стратиграфические районы.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения нижнего рифея образуют Горностахский стратиграфический район, ограничено развитый на северо-западной периферии района. Слагающие его стратотипы объединены в **хандинскую серию** [8], в составе которой выделены пионерская, трехгорная и димская свиты.*

Пионерская свита (RF₁pn) слагает основание видимой части разреза рифея Сетте-Дабана, имеет терригенный состав и представлена темно-серыми, черными алевролитами, аргиллитами с редкими пластами (до 2,5 м) известняков. Нижняя граница свиты на дневную поверхность не выходит, верхняя – согласная.

Стратотип свиты расположен в бассейне руч. Светлый (левый приток р. Белой), в 3 км к северу от рамки листа [8], где ее наибольшая видимая мощность достигает 600 м. В пределах изученной территории она не превышает 100 м.

Наиболее распространенные в разрезе стратотипа алевролиты имеют микрослоистую текстуру, подчеркнутую слойками песчаного, алевритового, глинистого и карбонатного материала. Обломки песчаной размерности (до 25 %) представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Доломитово-известковый и глинистый материал достигает 15–20 %. Присутствует дисперсно-распыленное битумное вещество. Аргиллиты в основной массе сложены глинисто-хлорит-серпичитовым агрегатом с примесью битумного (7–10 %) вещества. Породы свиты характеризуются повышенными концентрациями Cu и Zn, превышающими кларковые в два–три раза.

Свита в районе палеонтологически не охарактеризована. В стратотипе из нее определены строматолиты *Kussiella kussiensis* (Masl.) Kryl., характерные для нижнего рифея.

Трехгорная свита (RF₁tg) была выделена в 1958 г. Г. Г. Пименовым в бассейне р. Бе-

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

лой (руч. Трехгорка, Светлый). В изученном районе согласно сменяет пионерскую свиту и имеет терригенно-карбонатный состав. В ней доминируют доломиты, имеющие в свежем сколе серую, темно-серую, иногда черную окраску. Их отличительной особенностью является ярко-бурая, коричневая поверхность выветривания и примесь кварц-песчаного материала, достигающая 30 %. Отмечены переходы песчанистых доломитов в известковистые и кварцевые песчаники. В нижней части свиты наряду с доломитами распространены алевролиты, а в средней – конседиментационные доломитовые брекчии. Мощность стратона составляет 600–650 м.

Содержание микроэлементов в породах не превышает кларковых.

Раннерифейский возраст свиты подтвержден находками в бассейне р. Белой (лист Р-53-XXIV) остатков строматолитов *Stratifera* sp., *Nucleella figurata* Kom. [28].

Димская свита (RF₁dm) выделена в 1957 г. Г. Г. Пименовым; в дальнейшем ее возрастной объем был уточнен И. Г. Волкодавом и др. [8]. Согласно залегает на подстилающих отложениях и представлена ритмичным переслаиванием (от 2–20 см до 2–3 м) сероцветных доломитов, песчаников и алевролитов. На территории распространена только нижняя часть свиты, мощность которой варьирует от 0 до 350 м, что определяется амплитудой предсреднерифейского размыва.

Спектральным анализом в породах свиты установлены (в %): Cu – 0,0024, Zn – 0,002, Pb – 0,0004, Ti – 0,032, V – 0,002, Cr – 0,0038, Ni – 0,0013.

Палеонтологически свита охарактеризована остатками *Kussiella kussiensis* (Masl.) Kryl., *Gongylina diferenciata* Kom., *Omachtenia* sp., *Nucleella figurata* Kom. за пределами изученной территории (р. Белая) [28, 38], датирующими ее раннерифейский возраст.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Слагающие его таксоны объединены в аймчанскую серию и керпыльскую подсерию майской серии, относящиеся к Юдомо-Белореченскому стратиграфическому району.

Аймчанская серия состоит из талынской и светлинской свит, выделенных в 1962 г. В. М. Базилевским, В. С. Потаной, В. А. Ян-Жин-Шином в бассейне р. Белой (лист Р-53-XXIV).

Талынская свита (RF₂tl) – достаточно однообразная толща преимущественно кварцевых, реже аркозовых песчаников светло-серых, серых, зеленовато-черных, расслоенных в середине пачкой (до 20 м) вишнево-красных, реже зеленых аргиллитов и алевролитов. В основании отмечены линзы гравелитов, мелкогалечниковых кварцевых конгломератов (до 0,2–0,3 м), иногда крупные обломки доломитов. По руч. Мастах в базальных слоях присутствуют мелкие окатанные зерна хромита в оторочке фуксита. Свита несогласно залегает на разных горизонтах димской и трехгорной свит, при этом стратиграфическая амплитуда несогласия нарастает на восток, где несогласие приобретает характер углового (до 20°) и азимутального. Мощность свиты варьирует в пределах 250–350 м.

Песчаники основания свиты имеют преимущественно аркозовый состав и образованы окатанными обломками кварца, калиевого полевого шпата и альбита. Вверх по разрезу преобладают кварцевые разности.

Породы отличаются высокими концентрациями Cu (65 кларков) и Cr (до 0,02 %).

Светлинская свита (RF₂sv) имеет терригенно-карбонатный состав при несколько преобладающей доле доломитов, объем которых существенно нарастает в верхней половине разреза. Здесь, наряду с доломитами, включающими линзы кремней, распространены серые, зеленовато-серые алевролиты, иногда песчаники. В нижней части разреза преобладающее значение имеют алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками. Свита согласно залегает на подстилающих слоях и имеет мощность 450–650 м.

В целом, для карбонатных пород свиты характерны повышенные концентрации Cu, превышающие кларковые в 15–25 раз, а для терригенных – Zn (0,019 %), Cr (0,028 %), Ni (0,015 %) и Mn (до 1 %).

В доломитах присутствуют многочисленные колонии с остатками строматолитов *Svetliella svetlica* Schar., *Baicalia inventa* f. n., *Litia difformis* gr. et f. n. [38].

Майская серия (керпыльская подсерия) в объеме среднего рифея включает бикскую, мускульскую, малгинскую и фирскую свиты, выделенные в 1962 г. В. М. Базилевским, В. С. Потаной, В. А. Ян-Жин-Шином в бассейне р. Белой (лист Р-53-XXIV).

Бикская свита (RF₂bk) с перерывом залегает на разных горизонтах светлинской свиты, подчеркиваемым неровной с «карманами» границей, и наличием базальной пачки (до 15 м), состоящей из конгломератов, гравелитов, несортированных песчаников. Отдельные слои конгломератов имеют мощность 2–5 м и сложены окатанными обломками доломитов, песчаников, кварца размером от 1 до 20 см. Базальная грубообломочная пачка является продуктивной; в ней

обнаружены проявления железа, меди, свинца. Вышележащая часть разреза представлена алевролитами, аргиллитами и песчаниками, формирующими пачки с рециклическим типом строения. Обычно в основании таких пачек залегают аргиллиты с подчиненным объемом алевролитов; выше идут разнозернистые алевролиты и завершается разрез олигомиктовыми песчаниками. Мощность рециклических пачек варьирует от нескольких десятков метров до 100–120 м. Цвет пород серый, темно-серый, зеленовато-серый, до красного, вишнево-красного. Мощность свиты составляет 500–600 м, сокращаясь в северном направлении.

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

По результатам спектрального анализа средние содержания (в %) в породах: Cu – 0,003, Zn – 0,01, Pb – 0,002, V и Cr – по 0,0024, Ni – 0,0018, Mn – 0,05.

Мускельская свита (RF_{2mk}) согласно сменяет бикские слои. Она объединяет две существенно отличные по составу толщи, картируемые обычно в качестве подсвит. Нижняя сложена красноцветными известковистыми аргиллитами (мергелями) с редкими пластами глинистых известняков, верхняя – темно-серыми и черными аргиллитами, алевролитами с редкими линзами известняков, песчанистых известняков. На нескольких уровнях в разрезе стратона отмечены пленки малахита, бедная вкрапленность халькопирита, халькозина.

В целом, породы характеризуются повышенными концентрациями Cu (0,045 %), Pb (0,005 %), Zn (0,01 %). Мощность свиты составляет 270–330 м.

Малгинская свита (RF_{2ml}) согласно залегает на мускельской и сложена, главным образом, известняками, мергелями с подчиненными слойками (до 5 см) аргиллитов. В нижней части свиты породы характеризуются бордовой, красной, зеленой, кремове-серой окраской; вверху распространены темно-серые и черные, иногда слабобитуминозные разности. Мощность свиты 300–350 м.

Фирская свита (RF_{2fr}) имеет однообразный состав и сложена, в основном, серыми, белыми массивными доломитами с подчиненными горизонтами известняков, конседиментационных карбонатных брекчий и линз серых кремней. В брекчиях установлено флюоритовое оруденение. Мощность свиты, согласно залегающей на подстилающих породах, составляет 200–300 м.

Геохимически образования свиты характеризуются кларковыми содержаниями Cu, Pb, Zn, V, Cr, Sn.

По р. Белой в 6 км от северной рамки листа в доломитах свиты определены многочисленные остатки строматолитов *Jacutophyton multiforme* Schar., *Baicalia* cf. *minuta* Kom., *B.* cf. *lacera* Semikh., свидетельствующие о среднерифейском возрасте вмещающих их пород [38].

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

К верхнему рифею относятся образования верхней части майской серии (лахандинская подсерия) и уйская серия. Первая и низы второй наращивают Юдомо-Белореченский район, а верхи уйской серии образуют Улахан-Бамский район.

Майская серия (лахандинская подсерия) сложена вильской, эльдиканской, саларской и гренской свитами, выделенными в 1962 г. в бассейне р. Белой В. М. Базилевским, В. С. Потаной, В. А. Ян-Жин-Шином (лист Р-53-XXIV).

Вильская свита (RF_{3vl}) согласно или с локальным размывом ложится на доломиты фирской свиты. Ее нижняя часть (50–80 м) представлена серыми, темно-серыми, иногда красными алевролитами, аргиллитами с пластами строматолитовых доломитов. Аргиллиты нередко содержат точечную вкрапленность лимонита, линзы сидерита, оолитовые выделения гетит-гидрогетитового состава. Вверху резко доминируют доломиты с редкими прослоями аргиллитов. Мощность свиты варьирует в пределах 120–200 м, возрастая на юг.

В бассейне р. Лев. Чухоной свита охарактеризована остатками строматолитов *Jacutophyton ramosus* Schar., *Conophyton metula* Kir. [69].

Эльдиканская свита (RF_{3el}) согласно сменяет вильскую и представлена в нижней части (100–110 м) черными, темно-серыми аргиллитами с единичными пластами доломитизированных известняков, линзами сидеритов (до 0,6 м) и бурых алевролитов, насыщенных глинисто-марказитовыми конкрециями. Верхняя часть стратона сложена известняками строматолитовыми темно-серыми, участками слабо битуминизированными (100–150 м). Мощность свиты 200–260 м.

В верхней части свиты (руч. Дуга) собраны *Baicaliella prima* Semikh., *Conophyton metula* Kir.

Саларская свита (RF_{3sl}) согласно ложится на эльдиканскую, имеет терригенно-карбонатный состав и отчетливое трехчленное строение. В нижней части (70–80 м) распространены

аргиллиты серые, зелено-серые с подчиненными прослоями алевролитов и пластом (до 20 м) строматолитового известняка. Отмечены линзы и стяжения лимонита, сидерита (до 0,2 м). Среднюю часть свиты (130–160 м) формируют темно-серые строматолитовые известняки, а в верхах (120–160 м) прослеживается грубое чередование (10–40 м) пачек пестроокрашенных аргиллитов и известняков. Общая мощность свиты 320–400 м.

На примыкающей с севера территории, в бассейне р. Белой из свиты собраны остатки строматолитов *Baicalia ingilensis* Nuzhn., *B. baicalica* (Masl.) Kryl., *Jacutophyton multiforme* Schar. [38].

Гренская свита (RF_{3gr}) согласно, иногда с местным размывом залегает на саларской свите. Сложена строматолитовыми известняками и доломитами с резко подчиненным количеством аргиллитов. В нижней половине свиты преобладают пестроокрашенные (красные, бордовые, бурые, зеленые, серые) разности, в верхней – темноцветные. Мощность свиты 230–300 м.

По р. Белой, выше устья руч. Мускуль из гренской свиты собраны *Inzeria tjomusi* Kryl., *Confragosia confragosa* Semikh. [38, 69].

Карбонатные породы лахандинской подсерии содержат небольшую (до 20 %) примесь обломков кварца, полевого шпата. Алевролиты имеют преимущественно кварцевый состав с незначительным (5–10 %) содержанием обломков полевых шпатов.

По данным спектрального анализа породы подсерии характеризуются повышенными содержаниями Cu (для аргиллитов – в 2 раза, известняков – в 15 раз больше кларка). В 2–3 раза превышают кларк концентрации Ti, Ni, Cr, V, Mn.

Уйская серия распространена в юго-западной части территории на правобережье р. Акры и восточном склоне Чагдинской гряды. Серия представлена исключительно терригенными породами, слагающими улаханбамскую, малосахаринскую, джоронскую и далындинскую свиты. Три последние свиты выделены И. Г. Волкодавом и др. [9] и входят в состав Улахан-Бамского стратиграфического района; улаханбамская – В. И. Сухоруковым, А. И. Старниковым в 1984 г. и входят в состав Юдомо-Белореченского района. Стратотипы свит расположены за пределами изученного района.

Улаханбамская свита характеризуется рециклическим типом строения и сложена рециклитами разного ранга – от простых мощностью 10–50 м до сложных мощностью до нескольких сотен метров. В основании рециклитов расположены пачки алевролит-аргиллитового состава, сменяющиеся переслаиванием алевролитов и песчаников. В кровле рециклитов залегают пачки преимущественно песчаникового состава. Подразделяется на две подсвиты, отвечающие двум крупным завершенным регрессивным циклам.

Нижняя подсвита (RF_{3ub1}) согласно залегает на карбонатных породах гренской свиты. На правобережье р. Акры в ее нижней части расположена пачка тонко чередующихся (0,01–0,05 м) алевролитов и аргиллитов (140 м), сменяющаяся пачкой переслаивания олигомиктовых песчаников и алевролитов (250–260 м). Вблизи кровли подсвиты заметно доминируют песчаники (до 200 м), среди которых существенная роль принадлежит их кварцевым разновидностям. Отмечены единичные прослои песчаных доломитов, из которых на прилегающей с запада территории определены остатки строматолитов *Tinnia* cf. *patomica* Voln., известных, по заключению И. Г. Шаповаловой, из ченчинской свиты верхнего рифея Патомского нагорья. Мощность подсвиты составляет около 600 м. На восточном склоне Чагдинской гряды (бассейн р. Сахара, руч. Шорох) строение подсвиты несколько усложняется. Здесь намечается ее двучленное строение за счет появления в верхней части еще одного рециклита мощностью 350–400 м. Мощность подсвиты здесь достигает 650 м.

Верхняя подсвита (RF_{3ub2}) наиболее полно проявлена в бассейне р. Сахара. Ее нижние 100–120 м сложены ритмично переслаивающимися серыми, темно-серыми алевролитами и аргиллитами, а верхние 250–300 м – преимущественно кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с подчиненным количеством алевролитов. Общая мощность подсвиты на данном участке составляет 350–420 м. На правобережье р. Акры объем подсвиты резко сокращается и здесь она представлена лишь своей нижней алевролит-аргиллитовой пачкой, мощность которой не превышает 100 м.

В целом, суммарная мощность улаханбамской свиты достигает 1 000–1 050 м в бассейне р. Сахары и севернее (р. Акра) сокращается до 650–700 м за счет предмалосахаринского размыва.

Обломочные породы в разрезе свиты имеют кварцевый или полевошпат-кварцевый состав. В последних отмечены обломки полевого шпата (до 15–20 %), редко – алевролитов, аргиллитов, доломитов. Спорадически присутствуют полимиктовые песчаники, в которых кроме кварца и полевых шпатов встречены обломки (до 10 %) аргиллитов, алевролитов, интенсивно хло-

ритизированных основных эффузивов (1–2 %).

Породы характеризуются устойчивыми, близкими к кларковым, содержаниями Mo, Sn, Co, Mn; в аргиллитах отмечены повышенные значения Zn (до 0,0238 %).

Малосахаринская свита (RF_3ms) со стратиграфическим несогласием ложится на разные горизонты верхнеулаханбамской подсвиты и представлена флишоидным переслаиванием темно-зеленых, оливково-зеленых, серо-зеленых граувакковых, полимиктовых, реже кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Преобладают, в целом, плохосортированные песчаники, в составе обломочной фракции которых, наряду с угловатыми, угловато-окатанными зернами кварца, полевых шпатов (плагиоклазов, ортоклаза), присутствуют (до 60 %) обломки пород (алевролиты, аргиллиты, метаморфиты, сильно измененные доломиты). Среди отложений свиты широко проявлены медиальные турбидиты, образующие многослой мощностью 0,2–1 м с элементами $T_{a,b,c,d}$ цикла Боума. Мощность стратона варьирует от 400–550 м, сокращаясь на восточном склоне Чагдинской гряды вследствие предвендского размыва.

По данным спектрального анализа породы свиты характеризуются высокими средними содержаниями (в %): Cu – 0,069, Ti – 0,58, Ni – 0,0062, Cr – 0,0073, V – 0,02.

Джоронская свита ($RF_3dž$) развита на территории листа ограниченно, слагая небольшие по площади участки в бассейне р. Акры. Представлена светло-серыми, зеленоватыми кварц-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Мощность свиты не превышает 150 м, сокращаясь до нуля на восточном склоне Чагдинской гряды вследствие предвендского размыва. Характер нижней границы свиты недостаточно ясен. Учитывая, что в наиболее полных разрезах уйской серии (хр. Улахан-Бам) между малосахаринской и джоронской свитами залегает кеатанская свита, можно предполагать наличие в основании джоронской свиты скрытого перерыва [33].

Далындинская свита (RF_3dl) распространена там же, где и джоронская, и имеет с последней согласную границу. Сложена тонким (первые сантиметры) ритмичным переслаиванием темно-серых, серых, зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов при резко подчиненной роли кварц-полевошпатовых и полимиктовых песчаников. Наибольшая мощность свиты на территории листа, установленная по р. Акре, не превышает 80 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Отложения венда распространены в западной части листа, где виде узкой (до 4–5 км) полосы протягиваются от бассейна р. Сахара на юге, вдоль долины р. Акра, к нижнему течению руч. Суордах на севере. К ним относится юдомская серия, сложенная породами двух крупных ритмов трансгрессивного типа, разделенных повсеместно проявленным несогласием [22]. С определенной долей условности отложения нижнего ритма отнесены к нижнему, а верхнего – к верхнему венду. Представлены они карбонатными, терригенными и терригенно-карбонатными породами. Устанавливаются два стратиграфических района, различающиеся набором развитых в них свит: Томпо-Юдомский и Кыллахский. Первый распространен в бассейне верховьев рр. Левый и Правый Чухоной, Акра; второй – на междуречье рр. Акра–Сахара.

Томпо-Юдомский стратиграфический район образован отложениями начарской, яланской, малской и токурской свит, отнесенных к нижнему венду, и сытыгинской свиты, отнесенной к верхнему венду. Первые четыре таксона выделены в 1962 г. в бассейне р. Белой В. А. Ян-Жин-Шином, последний – Т. С. Кирусенко в 1959 г. в бассейне р. Сытыги. Ввиду небольшой мощности, малская и токурская свиты на геологической карте объединены.

В Кыллахский стратиграфический район объединены юкандинская (нижний венд) и сарданская (верхний венд) свиты, выделенные как самостоятельные подразделения А. В. Мезенцевым и др. [22] в бассейне рек Юдома и Аллах-Юнь.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Начарская свита (V_1nc) распространена локально, на междуречье руч. Мускель–Ялан, где с угловым несогласием ложится на отложения верхнего и среднего рифея до фирской свиты включительно и несогласно перекрывается яланской свитой. Небольшой ее выход отмечен в бассейне р. Сахара. Свита имеет терригенный состав и представлена плохосортированными кварц-полевошпатовыми песчаниками зеленовато-серыми внизу и красными, вишневыми – в верхней части разреза. Вблизи основания отмечены линзы гравелитов и конгломератов (до 1,5 м); присутствуют в резко подчиненном объеме алевролиты. Мощность свиты определяется амплитудой предьяланского размыва и не превышает 200 м.

В составе обломочной фракции песчаников, наряду с кварцем, заметная роль принадлежит

зернам микроклина, ортоклаза, кислого плагиоклаза.

Органические остатки в свите не установлены, и к венду она отнесена исходя из анализа ее положения в разрезе верхнего протерозоя региона.

Яланская свита (V_1jal) распространена повсеместно в пределах рассматриваемого района; она со стратиграфическим несогласием залегает на песчаниках начарской свиты и с угловым – на породах среднего и верхнего рифея. В ее основании залегает горизонт светлых, белых разномерных кварцевых песчаников с линзами гравелитов (10–15 м), включаемых ранее в состав нижележащей начарской свиты. При проведении ГДП-200 непосредственно к северу от рамки листа (р. Белая) было установлено, что данный горизонт постепенно срезает подстилающие пестроцветные песчаники как к северу, так и к югу от р. Белой. Выше лежащая часть яланской свиты представлена темно-серыми слоистыми известняками с характерными желвакообразными или линзовидными выделениями черных кремней. Иногда в ее разрезе отмечены выклинивающиеся пачки переслаивания известняков и черных известковистых алевролитов, редко – доломитов. Мощность свиты 150–230 м.

Малская и токурская свиты объединены (V_1ml+tk) слагают верхнюю часть разреза нижнего венда Томпо-Юдомского района.

Малская свита залегает согласно на яланской и представлена пестроокрашенными (красными, зелеными) аргиллитами, алевролитами с подчиненными прослоями светлых окремненных доломитов. К последним вблизи кровли приурочена медная минерализация. Мощность свиты варьирует в пределах 50–120 м.

Токурская свита согласно сменяет малские пестроцветы и сложена в основном светло-серыми массивными доломитами, содержащими в верхах разреза обильную (до 20–30 %) примесь кварц-песчаного материала. На междуречье рр. Ялан–Акра в ее нижней части отмечены белые мраморизованные известняки. Мощность свиты 150–170 м. В токурской свите на смежной с севера территории определены строматолиты *Aldania sibirica* (Jac.).

Суммарная мощность малской и токурской свит составляет 200–270 м.

Рассмотренные образования нижнего венда характеризуются отчетливой медной специализацией, за исключением токурской свиты. Содержание данного элемента превышает кларк в 30–100 раз. Концентрации Ti, V, Cr, Ni, Zn и Pb близки к кларковым.

Юкандинская свита (V_1juk) прослежена от р. Акра до р. Сахара, где с угловым несогласием залегает на отложениях малосахаринской, улаханбамской и гренской свит. Имеет карбонатный состав и отчетливое двучленное строение. Ее нижняя часть (80–110 м) представлена в основном серыми и темно-серыми слабобитуминозными известняками с многочисленными линзовидными выделениями черных кремней. В основании залегает пласт серых доломитов, иногда окремненных, либо превращенных в тонкополосчатые светлые кремнистые породы. Верхнюю часть (170–200 м) образуют серые и светло-серые доломиты, в подошве которых залегает пачка (15–30 м) пестроокрашенных мергелей, серых известняков. Общая мощность свиты составляет 250–310 м.

В бассейне р. Сахара в известняках ее нижней части определены остатки водорослей *Shanganella jacutica* Kolosov.

В Томпо-Юдомском районе юкандинской свите отвечают яланская, малская и токурская свиты [22].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сытыгинская свита (V_2st) прослеживается в виде узкой полосы от руч. Суордах до верховьев р. Акра, залегая с перерывом на токурских доломитах. В общем виде она объединяет образования двух трансгрессивно построенных ритмов, каждый из которых начинается песчаниками, которые сменяются переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов, иногда силицитов, и завершается карбонатными породами. Третий ритм, имеющий преимущественно терригенный состав, залегающий с перерывами на подстилающих породах второго ритма и включаемый ранее в состав сытыгинской свиты, выделен в самостоятельную суордахскую толщу кембрийского возраста.

В рассматриваемом объеме сытыгинская свита наиболее полно изучена в нижнем течении р. Суордах, в непосредственной близости к северной рамке изученного листа. По данным [73], здесь обнажаются:

1. Песчаники полевошпат-кварцевые и гравелиты 5 м
2. Переслаивающиеся серые, темно-серые, зеленоватые алевролиты, аргиллиты, песчаники с подчиненными прослоями доломитов. Объем песчаников вверх по разрезу убывает, нарастает роль зелено-серых алевролитов и доломитов 85 м

3. Доломиты желтовато- и розово-серые, светло-черные, на поверхности – кирпично-красные и желто-коричневые	45 м
4. Песчаники кварцевые серые, зеленовато-серые	15 м
5. Переслаивающиеся серые, зеленовато-серые алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоями доломитов и силицитов зеленого, розового цвета	60 м
6. Доломиты с подчиненными прослоями кварцевых песчаников, алевролитов. В основании пласт (6–8 м) темно-серых битуминозных известняков	70 м

Выше с размывом, фиксируемым «карманами» с гравийным материалом, залегают песчаники суордахской толщи. Мощность сытыгинской свиты в данном разрезе 280 м, достигая на изученной территории 300–350 м.

В породах свиты установлено постоянное присутствие (в %): Ti – 0,1, V – 0,003, Ni – 0,01, Co – 0,001, Cu – 0,013, Ga – 0,001, Mn – 0,01. В песчаниках основания ритмов в нижнем течении р. Суордах и правобережье р. Белой (лист Р-53-XXIV) установлены высокохромистые хромшпинелиды (до 65 % Cr_2O_3) алмазного парагенеза.

Сарданинская свита (V_2sr) залегают на юкандинской свите со стратиграфическим несогласием. На территории листа она обнажена сравнительно слабо, и ее обобщенный разрез представляется в следующем виде. Основание свиты слагают светлые разнозернистые (до гравелитистых) кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники (20–25 м); выше следует сероцветная алевролитовая пачка (90–95 м), включающая маломощные прослои песчаников, а вблизи кровли – серых доломитов (до 4,5 м). Завершается свита сложно построенной терригенно-кремнисто-карбонатной пачкой (120–130 м), в которой желто-серые, на поверхности коричневые, доломиты (до 25 м) сконцентрированы в ее кровле и подошве, а среднюю часть разреза образуют серые алевролиты, песчаники и зеленые, фиолетово-серые, темно-серые лидиты. Общая мощность свиты составляет 230–240 м.

В представленном объеме сарданинская свита рассматриваемой территории отвечает лишь нижней части одноименной свиты Кыллахского района и достаточно уверенно сопоставляется с сытыгинской свитой Томпо-Юдомского района.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрия распространены на изученной территории достаточно широко, образуя полосу шириной 8–14 км, которая обрамляет с востока выходы рифея, венда. Отдельные их выходы закартированы на левобережье р. Сахара (руч. Кишра, Ким, Герой), в среднем течении р. Лев. Сахара, на Суордах–Сетаньинском междуречье. Они сложены, главным образом, карбонатно-обломочными породами и известняками; в меньшей мере присутствуют терригенные и кремнистые образования. Установленное для венда разделение на Томпо-Юдомский и Кыллахский районы сохраняется и для отложений кембрия.

Томпо-Юдомский стратиграфический район включает суордахскую толщу, акринскую, качелкуанскую, еловскую, тисовскую и биляхскую свиты. Последние четыре свиты входят в состав улахской серии и были выделены в 1985 г. В. И. Сухоруковым и др. [34]. Стратотипы их находятся к северу от рассматриваемой территории, в бассейне р. Сугджа.

Кембрийские отложения Кыллахского стратиграфического района на территории листа представлены пестроцветной, иниканской, чайской и кербинской свитами.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

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

Суордахская толща, как уже было отмечено, отвечает третьему ритму сытыгинской свиты Т. С. Кирусенко. Основанием для его обособления в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения явились своеобразный состав и несогласное залегание на подстилающих образованиях. Последнее было установлено в бассейне р. Сугджа Ю. А. Зубковым и др. [58] и прослежено на юг до руч. Суордах [73]. На территории листа толща обнажена слабо. Наиболее ее представительный разрез описан по руч. Суордах, в непосредственной близости от северной границы листа [73]. Здесь в ее основании залегают разнозернистые кварцевые песчаники с железистым серицит-кварцевым цементом. В бассейне р. Белой на этом уровне распола-

гаются пласт светло-серых сливных кварцитовидных песчаников (12–15 м). Выше по разрезу прослеживаются серые, зеленовато-серые, темно-серые аргиллиты и алевролиты, иногда слабоизвестковистые и кремнистые. В резко подчиненном объеме отмечены линзы алевролитовых известняков. Мощность толщи составляет 80–120 м. К кембрию она отнесена достаточно условно на основании ее положения в разрезе, трансгрессивного залегания на верхневендских слоях и общего сходства в составе с фаунистически охарактеризованной пестроцветной свитой нижнего кембрия.

Акринская свита выделена в 1959 г. Т. С. Кирусенко по р. Акре. Как установлено в последние годы, породы свиты интенсивно тектонизированы, и большая ее часть на территории листа сорвана Левоакринским субпослойным надвигом. Вследствие этого, акринские образования располагаются как в западном, так и в восточном крыльях разлома. На восточном крыле они являются наиболее древними из обнаженных на современной дневной поверхности и будут рассмотрены отдельно. На западном крыле отложения акринской свиты постепенно сменяют породы суордахской толщи и представлены черными углеродистыми аргиллитами, известковистыми аргиллитами, алевролитами с прослоями глинистых известняков (до 1,5 м). Мощность их обычно не превышает 40–60 м, возрастая иногда до 100 м.

Суммарная мощность суордахской и акринской свит составляет более 350–450 м.

Акринская свита (\mathcal{C}_{1-2ak}), развитая на восточном крыле Левоакринского надвига, прослеживается на севере территории от руч. Суордах до руч. Наш. Ее подошва не обнажена; в основании видимой части разреза залегают черные кремни (до 80–90 м), сменяющиеся черными и темно-серыми углеродистыми аргиллитами слабоизвестковистыми и неизвестковистыми. В них наблюдаются послойно распределенные конкреции марказита (до 5 см в поперечнике), отдельные горизонты обогащены тонким глобулярным пиритом. Породы интенсивно тектонизированы, вследствие чего их мощность устанавливается ориентировочно в 150–170 м. Мощность акринской свиты на данном участке превышает 250 м.

Возраст акринской свиты на изученной территории фаунистически не охарактеризован. К северу от площади листа, в бассейне р. Тыры Ю. А. Зубковым и др. [58] в основании свиты были отобраны хиолиты *Kuonamkicornus* cf. *gracilis* Valkov, *Mooritheca* cf. *julegirica* Valkov, характерные для низов тойонского яруса нижнего кембрия, а в верхней части – трилобиты *Tomagnostus fissus* Linn., *Paradoxides hicksi* Salter амгинского яруса среднего кембрия.

Породы акринской свиты отчетливо геохимически специализированы и отличаются высокими содержаниями Zn (0,02–0,2 %), V (0,05–0,66 %), Mo (0,01 %), Ni (до 0,05 %). В ряде случаев устанавливаются высокие содержания Cu (до 0,01 %), Ti (0,7 %), Cr (0,03 %).

Пестроцветная и *иниканская* свиты ($\mathcal{C}_{1-2ps+in}$) объединены на геологической карте ввиду их малых мощностей. Они узкой полосой (до 1 км) прослеживаются вдоль восточного склона Чагдинской гряды (междуречье рр. Сахара–Акра). Отложения свит обнажены весьма плохо, вследствие чего их взаимоотношение и контакт с подстилающими образованиями венда на территории листа не охарактеризованы.

Пестроцветная свита обнажена в бассейне руч. Ветвистого (правый приток р. Сахары), где представлена известняками глинистыми серыми, зеленовато-серыми, на поверхности – желто-коричневыми (30–35 м). Вблизи ее кровли и подошвы присутствуют прослой глинистых доломитов. Полная мощность свиты около 50 м. А. Н. Баланов, П. П. Кузьмин [51] в известняках собрали остатки хиолитов *Spinulitheca* sp., *Loculitheca* sp., *Tiksitheca* sp., характерные, по заключению А. К. Валькова, для нижней части кембрия. С учетом материалов по прилегающим территориям [11, 22] предполагается несогласное ее залегание на вендских слоях (сарданинская свита).

Иниканская свита сложена темноокрашенными кремнями, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями глинистых известняков. Ее верхние горизонты сорваны Левоакринским надвигом, граница с пестроцветной свитой, вероятно, согласная. Неполная мощность свиты около 200 м. В пределах района свита палеонтологически не охарактеризована. Ее ниже-среднекембрийский возраст основан на сопоставлении с иниканской свитой прилегающих с запада территорий, где последняя имеет фаунистическое обоснование [11].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Улахская серия. Качелкуанская свита ($\mathcal{C}_2k\check{c}$) согласно сменяет акринскую и сложена переслаивающимися глинистыми и песчанистыми известняками, мергелями, алевролитами. Характерны серый, зеленовато-серый цвет пород, присутствие будинообразных стяжений, придающих породам конгломератовый облик и образующих стратифицированные горизонты. Мощность свиты 160–200 м.

Геохимически породы качелкуанской свиты характеризуются несколько избыточным по отношению к региональному кларку содержанием Ti, Ni, V, Cr, Mo, As.

В бассейне р. Акра из ее средней части определены трилобиты *Anopolenus* sp., *Paradoxides*? sp., *Agraulos* sp., датирующие среднекембрийский возраст вмещающих пород.

Еловская свита ($\text{Є}_2\text{el}$) согласно залегает на качелкуанской. Ее характерной особенностью является тонкое (до первых сантиметров) переслаивание обломочных известняков (калькаренитов, кальцилютитов), глинистых известняков и известковистых алевролитов. Установлен турбидитовый тип строения свиты. Распространены дистальные, реже медиальные турбидиты с элементами $T_{a,c}$, $T_{b,c}$ и $T_{a,b,c}$ цикла Боума, сложенные, как правило, калькаренитами и кальцилютитами. Глинистые известняки и алевролиты имеют пелагический облик, им свойственны тонкопараллельнослойчатые текстуры. Мощность турбидитовых многослоев не превышает нескольких сантиметров, пелагитов – до 10–12 см. В свите присутствуют линзовидные тела карбонатных конглобрекций (до 5–8 м), весьма похожих по своему строению на олистостромы (несортированность обломков, их хаотическое расположение, отсутствие следов внутренней стратификации). Мощность свиты составляет 300–350 м.

В свите выявлены избыточные по отношению к региональному фону концентрации Ti, Ga, As, P, B, V, Ni, Mo, Pb, Ba и Mn. Co и Ge устанавливаются в концентрациях ниже кларка.

В стратотипическом районе в ней обнаружены остатки трилобитов *Bailliella* sp., *Solenopleura* sp., *Paradoxides* sp. [34, 58].

Чайская свита ($\text{Є}_2\text{čs}$) слагает небольшой выход на левом берегу р. Сахара, где представлена чередованием зелено-серых и красных алевролитов, мергелей и глинистых известняков. Неполная мощность свиты 50 м.

К югу и западу от территории листа чайская свита содержит многочисленные остатки трилобитов амгинского и майского ярусов среднего кембрия [11, 85].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Улахская серия ($\text{Є}_{2-3}\text{ul}$) распространена в центральной части листа, где образует две разобщенные и ограниченные разломами полосы шириной до 2 км (бассейн р. Левая Сахара и междуречье рр. Правый Суордах–Сетанья). Ее нижняя граница не обнажена, верхняя – согласная с атырбахской свитой нижнего ордовика. Серия включает нерасчлененные образования качелкуанской, еловской, тисовской, бияхской свит.

Серия сложена пачками известняков, глинистых, иногда песчаных известняков серых, темно-серых до черных, чередующихся с пачками тонкого (1–3 см, редко – до 5–8 см) ритмичного переслаивания обломочных известняков (в основном, кальцилютитов), черных известковистых аргиллитов и глинистых известняков. Мощность пачек варьирует от нескольких метров до 30–40 м. Для пород характерна тончайшая параллельная или пологоволнистая слойчатость и ритмичный тип строения. Редко проявлены дистальные турбидиты, многослой которых представлены чаще всего элементами $T_{a,b}$, $T_{a,b,c}$, $T_{b,c}$ цикла Боума. Мощность отдельного многослоя не превышает 5 см, обычно – 1–2 см. Монотонное строение серии, отсутствие в ней маркирующих горизонтов, значительная тектонизация (последовательные срывы, запрокинутые складки) не позволяют уверенно определить ее мощность. В целом, она превышает 600–700 м.

Возрастной объем серии и ее корреляция с контрастно построенными разрезами кембрия Сахара–Акринского и Суордах–Акринского междуречья установлены неоднозначно. По вещественному составу она более всего похожа на отложения бияхской свиты, но находка В. А. Ян-Жин-Шином [91] в истоках руч. Розового (правый приток р. Лев. Сахара) остатков трилобитов *Solenopleura* sp. среднекембрийского возраста и согласные взаимоотношения с атырбахской свитой нижнего ордовика свидетельствуют, скорее всего, в пользу того, что в улахской серии данных участков присутствуют фациальные аналоги как средне-, так и верхнекембрийских стратонев Сахара–Акринского и Суордах–Акринского междуречья.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Улахская серия. Тисовская свита залегает согласно на еловской свите. На междуречье рр. Сахара–Акра и Суордах–Акра разделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита ($\text{Є}_3\text{ts}_1$) сложена пачками (5–15 м) тонкого (первые сантиметры) переслаивания серых, темно-серых калькаренитов, кальцилютитов, глинистых известняков и черных известковистых алевролитов, разделенных пластами (0,5–3 м) серых косослойчатых калькаренитов с коричнево-серой поверхностью выветривания. Пачки тонкого переслаивания представлены турбидитами, аналогичными таковым в еловской свите. Косослойчатые калькарениты по

своему облику весьма похожи на контуриты. Они отделены от турбидитов резкими границами и характеризуются пологоволнистой или крупной перекрестной косою слойчатостью. Кроме перечисленных пород в составе свиты отмечены редкие линзы карбонатных конглобрекций (до 1 м). Мощность подсвиты составляет 330–350 м.

Верхняя подсвита (\mathcal{C}_3ts_2) сформирована, главным образом, косослойчатыми калькаренидами (контуритами), образующими пачки до 10–15 м мощностью. Разделяющие их пачки дистальных турбидитов (0,5–2 м) находятся в подчиненном количестве и не превышают 30–35 % объема подсвиты. Мощность последней 350–380 м, а всей тисовской свиты на Сахара–Акринском и Суордах–Акринском междуречьях – около 700 м.

Нерасчлененная тисовская свита (\mathcal{C}_3ts) закартирована на левобережье р. Сахара. В ее строении принимают участие дистальные турбидиты и контуриты. Первые представлены пачками (до 15–20 м) тонкого переслаивания кальцилютитов, калькаренидов, известковистых алевролитов и глинистых известняков; вторые – косослойчатыми калькаренидами (до 2–3 м). В целом, они достаточно равномерно распределены по разрезу при доминирующей роли турбидитов. Мощность тисовской свиты на данном участке не превышает 600–650 м.

Калькарениды и кальцилютиты еловской и тисовской свит сложены обломками карбонатных пород (чаще всего известняков), содержащих небольшую (до 10–15 %) примесь угловатых зерен кварца, редко – полевого шпата.

На изученной территории в тисовской свите органических останков не обнаружено. Ее позднекембрийский возраст основан на находках граптолитов *Gallograptus* sp., беззамковых брахиопод семейства *Acrotretidae* gen. ind. и водорослей *Girvanella sibirica* Maslov в стратотипическом районе (бассейн р. Тыры) [34, 58].

Билыхская свита (\mathcal{C}_3bl) согласно перекрывает тисовскую и сложена тонким (1–3 см) монотонным переслаиванием темно-серых известняков, глинистых известняков и черных известковистых аргиллитов. Мощность ее 150–200 м.

Известняки свиты накапливали в избыточных концентрациях Ti, Cu, Ga, Pb, Mn, Sr. Близкие к кларковому содержанию установлены для V, Co, Ni, Cr. В аргиллитах отмечены повышенные концентрации Zn, Ga, Pb, Mn, Sn; характерна недосыщенность Cr и P. Содержания Ti, V, Co, Ni, Cu, Mo соответствуют региональному фону.

Позднекембрийский возраст свиты подтвержден остатками трилобитов *Olentella judomensis* Gogin sp. nov., *Settedabania grandis* Gogin sp. nov., *Pseudoagnostus* sp., обнаруженных южнее изученной территории в бассейне р. Юдомы [85].

Кербинская свита (\mathcal{C}_3kr) установлена в тектоническом блоке левобережья р. Сахара. Здесь распространены, главным образом известняки, содержащие прослойки серых, темно-серых аргиллитов, мергелей. Мощность свиты (видимая) около 100 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения, развитые в пределах листа, относятся к Томпо-Юдомскому району. Они распространены в центральной части территории, слагая меридионально ориентированную полосу шириной 8–14 км.

Фаунистически подтверждается наличие всех трех отделов, в объеме которых выделяются атырбахская, саккырырская, лабыстахская свиты, сетаньинская толща, кулонская, гичинская свиты. Вышележащая тасканская серия имеет возраст от верхов среднего ордовика по силур включительно и будет рассмотрена в соответствующем разделе.

В рассматриваемом объеме ордовикские образования имеют терригенно-карбонатный состав и формируют три сложно построенных крупных ритма. Первый снизу объединяет отложения атырбахской и саккырырской свит, второй отвечает лабыстахской свите. Оба ритма имеют регрессивный тип строения. Наряду с известняками широкое развитие здесь имеют обломочные известняки (калькарениды, кальцилютиты), аргиллиты, алевролиты; характерным элементом являются карбонатные турбидиты. Третий ритм начинается сетаньинской толщей и завершается тасканской серией. Он имеет трансгрессивный тип строения и отличается резким преобладанием в разрезе органогенно-карбонатных пород.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Атырбахская свита (O_{at}) была выделена на севере Сетте-Дабана (р. Вост. Хандыга) в 1957 г. Ю. М. Пушаровским в объеме верхнего кембрия. На территории листа она образует узкие полосы шириной в сотни метров, зачастую ограниченные разломами. Обе границы свиты согласные, но верхняя осложнена внутриформационными размывами, обусловленными «выпа-

хиванием» и срезанием части осадков гравитационными потоками (мутьевыми, дебризными), широко проявившимися в раннесаккырырское время.

В целом, атырбахская свита представлена тонким (от первых миллиметров до 1–3 см) ритмичным или флишоидным переслаиванием известковистых аргиллитов, мергелей, обломочных известняков (преимущественно кальцилютитов, реже – калькаренитов), глинистых и песчаных известняков. Последние локализуются, в основном, вблизи кровли свиты. Цвет пород стально-серый, зелено-серый, грязно-зеленый. Флишоидный тип переслаивания определяют кальцилютит-аргиллитовые, калькаренит-кальцилютит-аргиллитовые турбидиты, образующие многослой толщину в первые сантиметры и сложенные элементами $T_{b,e}$, реже – $T_{a,b,e}$, $T_{a,b}$ цикла Боума. В разрезе свиты преобладают ритмиты (до 70–80 %), представленные миллиметровым переслаиванием аргиллитов, мергелей и известняков. Для этих образований характерной является тонкая параллельная или слабоволнистая слоистость. Мощность свиты составляет 400–450 м.

Отложения свиты характеризуются избыточными по сравнению с региональным фоном, концентрациями Ti, V, Co, Ni, Cu, Ga, Pb, Cr, Mn [75]. Соответствуют региональному фону концентрации Zn, Ge и Mo. Установлено дефицитное содержание В. Концентрации микроэлементов возрастают в более глинистых разностях.

Органические остатки в отложениях свиты на рассматриваемой территории не обнаружены. Ее раннеордовикский (тремадокский) возраст определяется находками остатков конодонтов *Cordilodus* ex gr. *angulatus* Pander, граптолитов *Dictyonema* sp., брахиопод *Obolus* sp. и трилобитов *Erdelia* sp., *Iliaenopsis* sp., *Shumardidae*, *Olenidae*, *Remopleurididae*, обнаруженных в бассейне р. Тыры [58].

Саккырырская свита распространена на левобережье р. Сахары, в бассейне р. Лев. Сахара, руч. Прав. Суордах, Сетанья. Она подразделяется на 3 подсвиты.

Нижняя подсвита (O_1sk_1) согласно, иногда с внутриформационным размывом ложится на атырбахскую свиту. В основании подсвиты залегает пачка (80–100 м) серых, на поверхности желто-серых калькаренитов и кальцилютитов, переслаивающихся через 1–2 см. В подчиненном объеме присутствуют горизонты (3–4 м) тонкого (1–3 см) переслаивания калькаренитов и светло-зеленых, зеленовато-серых известковистых аргиллитов. На левом склоне руч. Серп (правый приток р. Лев. Сахара) породы пачки срезают под углом 5–10° спокойно залегающие атырбахские аргиллиты и характеризуются чрезвычайно сложной, хаотичной внутренней структурой, обусловленной процессами конседиментационного оползания. Слойки калькаренитов разорваны и образуют «закатыши» округлой, линзовидной, червеобразной формы; устанавливаются многочисленные фрагменты лежащих, прихотливо изогнутых мелких складок. По-существу, это эндолистостромы, срезавшие при своем перемещении вглубь палеобассейна подстилающие глинистые осадки. Вышележащая часть разреза подсвиты представлена дистальными карбонатными турбидитами, многослой которых сформированы кальцилютитом и известковистыми аргиллитами, иногда калькаренитами. Толщина многослоев варьирует в пределах от 1–2 до 5–8 см. Наиболее распространены элементы $T_{a,b,c}$ и $T_{b,c}$ цикла Боума. Породы имеют нередко ярко-зеленую окраску. Мощность этой части разреза составляет 220–330 м, а всей подсвиты – 300–430 м.

Средняя подсвита (O_1sk_2) сложена пачками (6–10 м) зеленых, зелено-серых дистальных турбидитов, аналогичных таковым в нижней подсвите, чередующихся с пластами (3–12 м) серых, светло-серых, на поверхности желто-серых известняков, объем которых нарастает вверх по разрезу. Многослой турбидитов имеют толщину 0,5–6 см, представлены чаще всего элементами $T_{a,e}$ цикла Боума и образованы в подошве калькаренитами или кальцилютитом, а в кровле – аргиллитами. Мощность подсвиты варьирует в пределах 400–550 м.

Верхняя подсвита (O_1sk_3) имеет существенно карбонатный состав и состоит из серых, на поверхности пепельно-серых известняков, песчаных и глинистых известняков с тонкими (миллиметры) слоями серых, темно-серых алевролитов и редкими прослоями калькаренитов. Мощность ее 400–700 м.

Суммарная мощность саккырырской свиты составляет на территории листа 1 400–1 700 м.

Геохимически турбидиты саккырырской свиты характеризуются избыточными, по отношению к региональному фону, концентрациями Ti, V, Co, Ni, Cu, Ga, As, Pb, Cr, Sn, Mn. В известняках отмечается резкое снижение содержания элементов, большинство из которых соответствует региональному кларку или переходит в разряд дефицитных.

В известняках подсвиты в бассейне руч. Сетанья и по р. Лев. Сахара В. П. Тарабукиным определены конодонты *Glyptocoelus quadruplicatus* (Br. et M.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Protopantherodus* sp., *Scolopodus* sp., *Scandodus warendensis* (Dr. et Jon.), *Paltodus bassleri* Furn., устанавливающие аренигский возраст вмещающих слоев. Раннеордовикский возраст стратона

подтвержден находками остатков колпачковидных гастропод *Archinacella* sp. (бассейн р. Суордах).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Лабыстахская свита распространена в виде отдельных выходов на междуречье рр. Кишра–Силур, в бассейне р. Лев. Сахара, на Суордах–Сетаньинском междуречье. По особенностям состава разделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита (O_2lb_1) залегает согласно на подстилающих отложениях и в наиболее полных разрезах имеет трехчленное строение. Нижняя часть сложена тонким (1–3 см) ритмичным или линзовиднослоистым переслаиванием зеленых, серо-зеленых аргиллитов с серыми, зеленовато-серыми калькаренитами, кальцилутитами; отмечены редкие прослои песчаных известняков. Мощность данной части разреза около 120–150 м. Некоторые авторы [51] приводят либо существенно большие цифры (до 300 м), либо меньшие (30 м), что, возможно, связано с развитием вдоль контакта лабыстахской и саккырырской свит многочисленных субслоистых разрывов. Средняя часть подсвиты (200–250 м) представлена серыми, темно-серыми известняками, песчаными известняками, содержащими в резко подчиненном объеме пакеты (3–5 м) тонкого ритмичного переслаивания известняков, калькаренитов и аргиллитов, или слойки (2–3 мм) серых аргиллитов. Верхняя часть подсвиты (330–350 м) имеет четко выраженное турбидитовое строение. Турбидиты сложены калькаренитами, кальцилутитами, аргиллитами и образуют многослой толщиной 1–2 см, редко – до 5–6 см с элементами $T_{a,b}$ или $T_{b,c,e}$. Характерен преобладающий зеленый цвет пород. Иногда в нижней половине разреза фиксируется пласт (до 20 м) серых известняков. Суммарная мощность подсвиты составляет 650–750 м.

Все три части разреза подсвиты охарактеризованы конодонтами. Нижняя часть содержит *Phragmodus* (?) *primus* Tar., *Histiodela serrata* Harris, *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Erismodus* sp. (междуречье Сетанья–Аринда); средняя – *Phragmodus* (?) *primus* Tar. (р. Лев. Сахара, против устья руч. Габбро), *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.) (междуречье Сетанья–Аринда); верхняя – *Phragmodus borealis* Tar., *Acanthociordylodus tyllari* Tar., *Histiodela serrata* Harris, *Ptyloconus longidentatus* Mosk., *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Polyplacognathus* sp. (р. Лев. Сахара, руч. Сетанья). По мнению определявшего их В. П. Тарабукина, они характеризуют лланвирнский ярус среднего ордовика, при этом нижняя и средние части отвечают зоне *primus*, а верхняя – зоне *borealis*.

Верхняя подсвита (O_2lb_2) распространена на территории листа локально в виде узкой (до 0,5–0,6 км) полосы, прослеженной от верховьев руч. Прав. Суордах до руч. Сетанья. По составу весьма похожа на среднюю часть нижней подсвиты и представлена слоистыми серыми, темно-серыми известняками, песчаными и органогенно-обломочными известняками, имеющими ноздреватую поверхность выветривания. Мощность подсвиты определяется величиной предсетаньинского размыва и в бассейне руч. Сетанья достигает 260–300 м.

По руч. Сетанья из нижней части подсвиты В. П. Тарабукиным определены конодонты *Phragmodus* sp., *Tetraprioniodus mekhonoshini* Tar., *Drepanoistodus* sp., датирующие зону *borealis* лланвирнского яруса, а вблизи кровли – *Phragmodus* aff. *flexuosus* Mosk., *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Drepanodistacodus vistrix* Mosk., отвечающие лландейловскому (?) ярусу (зона *flexuosus*).

Отложения лабыстахской свиты на некоторых участках (междуречье руч. Герой–Батрак, бассейн руч. Розовый) подверглись сильным гидротермально-метасоматическим преобразованиям, приведшим к формированию мощных ореолов доломитизированных и анкеритизированных пород, фиксирующихся на местности ярко-оранжевой, желто-коричневой окраской. Метасоматически измененные породы включают многочисленные карбонатные жилы и вмещают тела карбонатитового состава, несущие редкометалльно-редкоземельную минерализацию. Геохимически эти породы содержат концентрации ниобия в сотни раз превышающие литосферный кларк карбонатных пород. В целом же, специализация флишоидных пачек свиты близка к таким же породам саккырырской свиты. Наибольшему преобразованию подверглись глинисто-алевритовые образования, превращенные нередко в хлорит-серицит-кварцевые, серицит-хлоритовые, серицит-альбит кварцевые и другие сланцы. Широкое развитие в них хлорита, общий зеленоцветный тон свидетельствуют о вулканогенной примеси. Выполненные детальные исследования [49] показали, что последняя возникла за счет размыва в областях питания магматических пород среднего и основного состава. Вместе с тем, имела место и туфогенная примесь, на что указывает диагностируемые в шлифах тонкие (первые миллиметры) слойки туфов, туффитов, сложенные криптозернистым и крипточешуйчатым агрегатом кремнезема, редко – альбита, а также монтмориллонитовых (?), хлоритоподобных глин, хлорита, сагенита, тонков-

крапленных окислов железа.

Сетаньинская толща (O_2st) выделяется впервые. Она залегает с размывом на отложениях лабыстахской свиты, амплитуда которого нарастает, в целом, в южном направлении. На территории листа ее наиболее представительный разрез описан на левом склоне руч. Сетанья, где имеет отчетливое трехчленное строение. С учетом данных А. В. Сагира и др. [75] здесь на известняках верхнелабыстахской подсвиты по резкой границе залегают:

1. Песчаники серые, на поверхности – желтовато-серые, доломит-кварцевые и кварцевые, включающие прослой (до 2–5 м) песчаных известняков, известковистых песчаников. Мощность пластов песчаников достигает 10–12 м. Вблизи подошвы отмечена пачка (11–12 м) тонкого (0,5–1,5 см) линзовидного переслаивания песчаников с темно-серыми аргиллитами. Наряду с кварцевым материалом в песчаниках присутствуют мелкие (доли мм) обломки черных аргиллитов и хромсодержащих минералов в оторочке ярко-зеленого фуксита 55–60 м

2. Переслаивание через 0,2–0,8 м, до 2 м серых песчаных, иногда органогенно-обломочных известняков, известковистых песчаников и доломит-кварцевых, кварцевых песчаников. Преобладают известняки, слагающие до 60–70 % объема разреза 90–95 м

3. Известняки серые, темно-серые, иногда песчаные и органогенно-обломочные, переслаивающиеся (через 0,1–0,6 м) с черными известковистыми аргиллитами около 150 м

Общая мощность сетаньинской толщи варьирует в пределах 200–400 м, что определяется величиной предкулонского размыва.

Наиболее высокие концентрации элементов в породах толщи отмечены в известняках с прослоями аргиллитов. Они в избытке по отношению к региональному фону содержат Ti, V, Co, Ni, Cu, Ga, As, Mo, Pb, Sn, P, Cr и Li. Дефицитным является цинк; фоновые содержания установлены для It и В. Содержания этих же элементов в песчаниках в 1,5–4 раза превышает региональный фон.

Возраст толщи устанавливается по ее положению в разрезе как, скорее всего, лландейловский. Выделенные В. П. Тарабукиным из известняков средней и верхней части толщи многочисленные конодонты характерны для лланвирского яруса (зоны *primus, borealis*) и нижнего ордовика и являются, вероятно, переотложенными.

Кулонская и гичинская свиты ($O_2kl+g\check{c}$) объединены ввиду их небольших мощностей. Обе свиты выделены Б. В. Преображенским и В. А. Ян-Жин-Шином в 1974 г. в бассейне р. Восточная Хандыга. В границах листа они установлены на междуречье рр. Силур–Широкая, в верховьях р. Лев. Сахара, на Суордах–Сетаньинском междуречье. Свиты обнажены слабо, вследствие чего их строение приводится с учетом данных по прилегающим территориям.

Кулонская свита залегает с размывом на разных горизонтах сетаньинской толщи и сложена темно-серыми, серыми, на поверхности – буро-коричневыми доломитами, глинистыми и песчаными доломитами мощностью до 80–100 м.

Гичинская свита является маркирующей. Она представлена розовато- или желтовато-серыми, светло-серыми плитчатыми глинистыми известняками, доломитами, имеющими ярко-желтую и желто-бурюю поверхность выветривания. Мощность ее варьирует от 70 до 150 м, что, возможно, связано с субпослойными срывами, зачастую развивающимися в компетентных слоях свиты.

Суммарная мощность кулонской и гичинской свит составляет 150–250 м.

Концентрации в породах свит таких элементов как Ti, V, Co, Cu, Mo, Li, Cr, Mn отвечают их региональному фону или в 1,5–2 раза превышают его. Дефицитными являются Ga, Zn, Ag, В, Ва, Pb, Ni.

Их карадокский возраст обоснован находками остатков брахиопод и кораллов к северу от рассматриваемого района, в бассейне рр. Белая, Тыры, Восточная Хандыга.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К данному возрастному интервалу относится тасканская серия, входящая в Томпо-Юдомский стратиграфический район.

Тасканская серия (O_2-Sts) обнажается в пределах разобщенных линейных блоков водораздельных участков рр. Левая Сахара и Аллах-Юнь, а также в верховьях руч. Лев. Суордах, Сетанья. Согласно залегает на подстилающих отложениях и представлена доломитами, глинистыми доломитами темно-серой, черной и светлой окраски. Характерны обилие кремнистых выделений и насыщенность органическими остатками. В подчиненном количестве распространены пестроцветные кремнистые доломиты, литокристаллокластические туфы щелочного состава,

туффиты. Вверх по разрезу происходит постепенное осветление пород, увеличивается количество пестроцветных разностей. Мощность серии 500–800 м.

По результатам биостратиграфических исследований слагающие ее породы являются фацциальными аналогами бараньинской, тяхской и оронской свит, выделяемых в пределах тасканской серии северных районов (бассейны рр. Тыры, Вост. Хандыга). На рассматриваемой территории корректное выделение данных стратонов ввиду однообразия состава развитых здесь пород затруднительно.

Туфы и туффиты имеют розовую, розово-серую, желто-серую или сиреневую окраску и образуют прослой в несколько сантиметров, редко – до 10–15 см. Их объем в разрезе серии не превышает 1 %. Среди туфов различаются литокристаллокластические и пепловые разности. Первые сложены угловатыми, остроугольными, оскольчатыми обломками (0,05–0,2 мм) калишпата (65–70 %), редко – альбита. Обломки пород (0,2–1,5 мм) представлены микроортофиром. Связующая масса образована мельчайшими (0,01–0,06 мм) рогульчатыми кристаллокластами калишпата, агрегатом гидрослюды (10–25 %), тонкой вкрапленностью гидроокислов железа (5–7 %), редко – рутила и лейкоксена.

Пепловые туфы сложены черепично-рогульчатым агрегатом калишпата, частично альбитизированного и пелитизированного (85–90 %), в котором присутствуют неправильнооскольчатые вытянутые зерна микропертитов. Отмечены вкрапленники гематита (5–7 %).

Туффиты на 40–50 % состоят из мелкочешуйчатого агрегата гидрослюды, послойно обогащенной пелитоморфными выделениями лимонита, гидроокислов железа (10–15 %), обломков гранобластового кварца (20–25 %), очень редки полигональные агрегаты (0,07–0,18 мм) скородита, мелкие иголки и зерна рутила, лейкоксена.

По своему химическому составу рассмотренные вулканиты относятся к щелочным трахитам с резко выраженной калиевой специализацией. Их химический состав следующий (среднее по 4 анализам; %): SiO₂ – 59,51; TiO₂ – 0,52; Al₂O₃ – 16,25; Fe₂O₃ – 3,77; FeO – 0,78; MnO – 0,03; MgO – 1,40; CaO – 1,19; K₂O – 12,52; Na₂O – 0,15; P₂O₅ – 0,22; SO₃ – 0,29; CO₂ – 1,12; п.п.п. – 2,41.

Геохимически осадочные породы тасканской серии характеризуются весьма ограниченным набором микроэлементов, улавливаемых спектральным анализом и их подкларковыми концентрациями. Исключение составляет Мо, содержание которого достигает регионального фона. Вулканиты, напротив, в избытке содержат Ti, V, Ni, Cu, Ga, As, Mo, Li, P, обогащены Au (до 6–10 мг/т). Zn, Co, Mn и Cr дефицитны.

Верхние горизонты тасканской серии гипергенно изменены процессами древнего (преддевонского) карстообразования. На одних участках это фиксируется осветлением нижнесилурийских доломитов, появлением разностей с желто-коричневой, красновато-серой или пятнистой поверхностью выветривания, на других – развитием достаточно специфической коры выветривания, сложенной светло-серыми, желтыми сильно разрыхленными карбонатными брекчиями. Наиболее полно последняя распространена в верховьях р. Лев. Сахара, где процессами карстообразования затронуты не только силурийские, но и ордовикские доломиты.

Геохимическая специализация брекчий определяется преимущественно кларковыми концентрациями развитых в них микроэлементов.

В серии установлен разнообразный комплекс остатков кораллов, среди которых К. Б. Хайзниковой определены *Nyctopora billingsi* Nichol., *Syringoporus bobini* Rukh., *Troedssonites conspiratus* (Troedsson), *T. aff. pacificus* Prbz., *Palaeofavosites inaensis* Prbz., *P. schmidti* Sok., *P. paulus* Sok., *Fletcheriella evenkiana* Sok., *Tollina keyserlingi* (Toll.), *Mesofavosites dualis* Sok., *M. fleximurinus* Sok., *Favosites kennihoensis* Ozaki, *F. ex gr. gothlandicus* Lam., *F. mojeroensis* Sok. et Tes. Перечисленные формы датируют возрастной интервал от позднего кародака до венлока и, возможно, лудлова включительно.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские образования обнажаются узкой полосой на междуречье рр. Лев. Сахара–Сетанья, в бассейне руч. Гремучий и достаточно широко по руч. Силур, Паут, Широкая. Представлены они всеми тремя отделами. Их характерными особенностями являются большое разнообразие слагающих пород (терригенных, карбонатных, вулканогенных), пестроцветность и значительная фациальная изменчивость. Перерывы и несогласия, устанавливаются практически между всеми стратонами.

Наибольшей латеральной изменчивостью отличаются образования среднего и верхнего (франский ярус) девона, слагающие на территории три стратиграфических района: Бурхала-Байагантайский, Менкюле-Тыринский и Аллах-Юньский. Бурхала-Байагантайский стратигра-

фический район распространен на междуречье рр. Лев. Сахара и Прав. Суордах. Представлен образованиями сеттедабанской, розовской и левосахаринской, накалинской свит. Менкюле-Тыринский стратиграфический район распространен на севере рассматриваемого района в бассейне руч. Сетанья и представлен образованиями загадочнинской и сегеняхской свит. Аллах-Юньский стратиграфический район распространен в юго-восточной части листа в бассейне руч. Силур, Паут, Широкая и образован отложениями широкинской и пикской свит. Отложения нижнего девона (сеттедабанская свита) и фаменского яруса (накалинская свита) имеют более выдержанное строение.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сеттедабанская свита (D_1sd) выделена в 1960 г. В. А. Ян-Жин-Шином. Стратотип расположен за пределами изученной территории в бассейне р. Вост. Хандыга. Свита трансгрессивно перекрывает различные горизонты тасканской серии и иногда выпадает из разреза вследствие предсреднедевонского перерыва.

Свита представлена доломитами, известняками и алевролитами темно-серой и черной окраски. Иногда породы окремнены или содержат стяжения кремней и слабо битуминизированы. Нижняя и верхняя части свиты преимущественно доломитовые, в средней преобладают известняки и алевролиты. Наибольшая мощность стратона (до 600–700 м) установлена на междуречье рек Лев. Сахара–Сетанья. На юг она сокращается до полного выклинивания на некоторых участках Силур–Широкинского междуречья и на левобережье р. Лев. Сахара.

Спектральным анализом в породах свиты установлены содержания (в %): Cu – 0,001, Zn – 0,01; на уровне кларка присутствуют Pb, Ag, Ba, Cr, Ni.

Породы свиты охарактеризованы остатками брахиопод *Howellella yacutica* Aleks., кораллов *Scoliopora inconstans* Alchov., *Squameofavosites rupestris* Smirn., *S. spondiosus* Dubat., *Coenites tinkiensis* Koksch., *Pachyfavosites vijaicus* Yanet, *Favosites* cf. *robustus* Zec., *F. admiralis* Dubat., *Striatopora tchichatchewi* Pelts., *S. cf. zlobini* Smirn., *Alveollitella* (?) *primitiva* Koksch., датирующие раннедевонский (пражский, эмский) возраст вмещающих пород.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Представлены образованиями розовской и левосахаринской свит, выделенными П. Ю. Круковским и А. В. Сагиром в 1990 г. в бассейне руч. Розовый (правый приток р. Лев. Сахара). Ввиду небольших мощностей, в большинстве случаев на геологической карте они показаны объединенными и только в бассейне руч. Ветвистый, Гремучий закартографированы как самостоятельные таксоны.

Розовская свита ($D_{1-2}rz$) залегает со стратиграфическим перерывом на отложениях нижнего девона. В основании ее по руч. Ветвистый фиксируется пачка (до 15 м) вишнево-серых алевролитов, песчаников, вероятно, с примесью туфогенного материала. Вышележащая часть разреза (150–170 м) представлена доломитами серыми, светло-серыми, на поверхности – желто-оранжевыми. Мощность свиты в данном районе 160–180 м, на других участках варьирует от 100 до 250 м.

Левосахаринская свита (D_3ls) с резкой границей залегает на доломитах розовской свиты. На междуречье руч. Ветвистый–Гремучий имеет вулканогенно-карбонатно-терригенный состав и мощность 100–300 м. В основании залегают темно-зеленые трахибазальты (до 35 м), расслоенные пачкой гравелитов, песчаников, конгломератов (3 м); выше идет грубое чередование пестроокрашенных (серых, вишневых, зелено-серых, розовых) доломитов, песчаников, конгломератов, туфопесчаников.

Розовская и левосахаринская свиты объединенные ($D_{1-3}rz+ls$) закартографированы в узкой полосе от бассейна р. Лев. Сахара (руч. Габбро) до р. Правый Суордах.

Розовская свита в стратотипическом районе (р. Лев. Сахара, руч. Розовый) залегает на гипергенно измененных породах силура (тасканская серия) и в основании сложена пестроокрашенной (вишневый, красный) грубообломочной пачкой (10–50 м), состоящей из конгломератов, гравелитов, песчаников. Отмечены прослои желто-вишнево-серых, серых, зеленовато-серых туффитов кристалло-, литокристалло-, кристаллолитокластических мощностью в несколько десятков сантиметров, иногда с отчетливой флюидальной текстурой. На некоторых участках в пачке доминируют пестрые туфолевролиты. Выше по разрезу следуют серые доломиты, песчанистые доломиты с оранжевой, желто-красной поверхностью выветривания. Вблизи кровли отмечен маломощный прослой (до 25 см) серого скрытокристаллического туфа щелочного трахита. Мощность свиты около 80–100 м.

Обломки минералов в туффилах представлены кварцем, щелочным полевым шпатом, плагиоклазом, доломитом, рутилом, магнетитом, цирконом. Среди обломков пород диагностируются песчаники, доломиты, алевролиты; редко отмечены сильно измененные изверженные породы (микросиенит, полевошпат-серицитовый агрегат с обилием магнетита). Цементирующая масса представлена апостекловатым хлорит-серицитовым материалом, насыщенным окислами железа. Количество стекла варьирует от 10 до 40 %. Химический состав туффитов следующий (3 анализа): SiO_2 – 50,3–57,2 %, TiO_2 – 1,8–2,9 %, Al_2O_3 – 8,6–11,2 %, Fe_2O_3 – 2,8–9,0 %, FeO – 0,92–1,7 %, MnO – 0,022–0,051 %, MgO – 5,2–7,7 %, CaO – 4,2–10,5 %, Na_2O – 0 %, K_2O – 4,2–6 %, P_2O_5 – 0,24–0,32 %, п.п.п. – 6,3–12,9 %. Вмещающие породы (гематитизированные песчаники, песчаные доломиты) по сравнению с туффилами обеднены (по 3 анализам) SiO_2 (17,2–21,0 %), TiO_2 (0,53–0,91 %), Al_2O_3 (2,1–5,0 %), K_2O (1,1–2,8 %), P_2O_5 (0,075–0,11 %), имеют близкие значения Fe_2O_3 , FeO , MnO , Na_2O , обогащены MgO (13–15,7 %) и CaO (20,4–23,3 %). Заметные отличия имеются также на микроэлементном уровне (табл. 1, прил. 12). Кроме того, туффилах содержат (в г/т): Ce – 110–130; La – 59–83; Nd – 54–60; Th – 6,7–7,1; U – 4,8–5,6.

Туф щелочного трахита в основной массе состоит из мелких плохо индивидуализированных кристаллов калиевого полевого шпата, чешуек серицита, редко – кварца, выделений окислов и гидроокислов железа. Отмечены фенокристилы калиевого полевого шпата, слагающие не более 5 % объема породы. Туф характеризуется резко выраженной калиевой специализацией (K_2O – 11,76 %, Na_2O < 0,2 %), высокой глиноземистостью (Al_2O_3 – 13,99 %) и следующими содержаниями микроэлементов (г/т): Rb – 97; Sr – 3,4; Zr – 130; Y – 8,3; Ba – 280; Cr – 40; Co – 3,0; Ni – 10; V – 25; Nb – 12; La – 60; Be – 0,6; Li – 10; Ga – 20. По своему составу, форме залегания он весьма похож на такие же туфы в тасканской серии.

В верхнем течении р. Правый Суордах А. Е. Соболевым были собраны остатки среднедевонских кораллов *Thamnopora cf. cervicornis* (Blainv.), *Cladopora* sp. indet. С учетом данных по более северным районам, где в фациальных аналогах розовской свиты были собраны остатки кораллов эмса [81], возраст рассматриваемого таксона принимается ранне-среднедевонским.

Левосахаринская свита достаточно полно обнажена на левом склоне руч. Розовый, где расположен ее стратотип. Здесь она с размывом залегает на доломитах розовской свиты и в основании содержит карбонатно-терригенную пачку (22–25 м), сложенную песчаниками, песчанистыми доломитами, алевролитами вишнево-серой, красной, зелено-серой окраски. В базальном пласте гравелитов (до 1 м) присутствуют обломки подстилающих пород. Выше следуют серые, на поверхности – красно-бурые и оранжевые песчаные доломиты и кварц-доломитовые песчаники (15–50 м). Завершает разрез толща доломитов, глинистых и песчаных доломитов желтых, розово-желтых, серых с прослоями (0,3–2 м) кварц-доломитовых песчаников и светло-зеленых, зеленых алевролитов (215–230 м). Последние иногда превращены в хлорит-серицитовый тонкочешуйчатый агрегат, состоящий из мельчайших зерен щелочного полевого шпата, кварца, доломита.

Мощность свиты составляет 280–300 м, сокращаясь вследствие предфаменского размыва до 150–100 м.

По данным рентгено-флуоресцентного метода алевролиты имеют следующий состав (окислы в %, элементы – в г/т) по 3 анализам: SiO_2 – 50,1–57,0; TiO_2 – 0,69–0,99; Al_2O_3 – 12,8–18,7; Fe_2O_3 – 2,2–4,7; FeO – 0,83–1,9; MnO < 0,010; MgO – 7,0–8,2; CaO – 1,1–4,3; Na_2O – 0,34–2,4; K_2O – 6,4–10,1; P_2O_5 – 0,054–0,12; п.п.п. – 4,1–8,3; Rb – 140–230; Sr – 16–65; Zr – 340–510; Y – 22–31; Ba – 340–390; Cr – 46–121; Co – 9,8–17,1; Ni – 29,9–49,8; V – 64,7–113; Nb – 14,7–32,1.

В верхней части свиты в бассейне руч. Розовый установлены субсогласные тела желтых вторичных (эпигенетических) доломитовых брекчий, сцементированных крупнозернистым доломитом и кварцем. По внешнему виду они напоминают брекчии позднесилурийской коры выветривания. Возникающие при их термическом разложении кривые, по заключению Л. Н. Фурмаковой (ВСЕГЕИ), отмечаются при кристаллизации доломита из гидротермальных растворов, а также характерны для доломитов карбонатитов. Некоторые пестроокрашенные доломиты имеют близкие кривые. Термобарогеохимические исследования этих пород, выполненные Е. В. Толмачевой (ВСЕГЕИ), показали наличие в них высокоплотностной жидкой углекислоты с плотностью CO_2 – 0,95 г/см³. Подобные включения наблюдались в карбонатитах Украинского щита. По плотности CO_2 и температуре разложения доломитов определены P–T условия их формирования, отвечающие давлению 6,5 кбар и температуре 750 °С. Такие термодинамические условия могли существовать на больших глубинах в земной коре, либо возникать в условиях взрыва. Судя по структурно-вещественным особенностям пород, отсутствию признаков длительных высокотемпературных процессов, общей геологической ситуации, взрывной механизм доломитовых брекчий представляется более вероятным.

К северу от междуречья рр. Лев. Сахара–Ветвистый в подошве свиты появляется покров зе-

ленных базальтов мощностью до 20–25 м.

В статотипическом районе, на левом склоне руч. Розовый в 60–70 м от подошвы свиты были обнаружены остатки кораллов *Coenites cf. arrectus* Koksch., *Alveolitella cf. polenowi* (Peetz), а также конодонты *Polygnathus pseudofoliatius* Hinde, *P. decorosus* Stauff. Большая часть форм имеет широкий возрастной диапазон – от среднего девона до франского яруса. Интервал распространения *Coenites arrectus* Koksch. ограничен франским ярусом.

Суммарная мощность розовской и левосахаринской свит объединенных 300–400 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Образован отложениями широкинской и пикской свит. Обе свиты были выделены П. Ю. Круковским, А. В. Сагиром в 1990 г. на междуречье Силур–Широкая.

Широкинская свита (D_2sr) имеет карбонатный состав и сложена, главным образом, доломитами и известняками, соотношение которых в разрезе и по латерали сильно варьирует. Последнее, возможно, усиливается процессами наложенной (эпигенетической) доломитизации, заметно проявившейся на отдельных участках. По данным А. В. Сагира [75], А. И. Старникова [83] намечается трехчленное строение свиты. Внизу залегают доломиты серые, темно-серые с редкими слойками (0,1–0,2 м) песчаных разностей (50–60 м); в основании пачки присутствует выклинивающийся пласт конгломератов (до 5 м) с галькой доломитов подстилающих пород. Средняя часть (120–125 м) представлена неотчетливо выраженным чередованием пачек (3–12 м) серых известняков и доломитов; верхи (30–70 м) вновь сложены серыми и темно-серыми доломитами. На поверхности породы имеют серую, желтовато-серую и буро-оранжевую окраску. Последняя свойственна доломитам, возможно, эпигенетического типа. Общая мощность свиты в пределах листа составляет 200–250 м. Она трансгрессивно залегает на отложениях сеттедабанской свиты и тасканской серии и согласно сменяется вышележащими образованиями с остатками среднедевонских табулят.

Вторичные (эпигенетические) доломиты имеют анкеритовый состав и сложены смешанным агрегатом доломита, кварца, щелочного полевого шпата, альбита, тонкочешуйчатого серицита, содержащих тонкодисперсную примесь лейкоксена, магнетита (?), бурых гидроокислов железа. Иногда породы объемно силицифицированы (джаспероидизация) и несут обильную тонкую вкрапленность пирита. Пробирным анализом в таких породах выявляются повышенные концентрации золота – до 0,9 г/т (руч. Жаркий).

Основные литологические разновидности свиты – известняки и доломиты – различаются геохимическими характеристиками. Известняки в избыточных концентрациях накапливают Ti и Mo, недосыщены Cu, V, Mn. Фоновые содержания установлены для Ga, Pb, Cr. В доломитах средние содержания элементов возрастают, и Ti, V, Ni, Cu, Ga, Mo, Cr и Mn присутствуют в избыточных по отношению к региональному фону концентрациях; Co, Pb и В являются дефицитными. Во всех породах отмечаются единичные повышенные значения Li, Nb, La.

В свите не установлены определяемые органические остатки, и ее возраст определяется по положению в разрезе.

Пикская свита (D_2pk) согласно сменяет широкинскую и сложена известняками, часто с глинистой и песчаной примесью, известковистыми алевролитами. Для пород характерна серо-зеленая окраска и значительно большая, по сравнению с подстилающими отложениями, пиритизация. Сводный разрез для территории имеет следующее строение:

1. Известняки песчаные серые и зеленоватые с глинистыми серицитизированными примазками на поверхностях напластования и с желтовато-серой поверхностью выветривания.....100–120 м
2. Тонкое (первые миллиметры) переслаивание известняков, песчаных и глинистых известняков. Все разновидности имеют серый цвет с зеленоватым оттенком. В маломощных линзах присутствуют детритовые известняки с остатками брахиопод и кораллов плохой сохранности.....195 м
3. Известняки глинистые серые с желтоватым и зеленоватым оттенками, несколько окремненные.....30 м

Мощность свиты на изученной территории варьирует в пределах 300–350 м.

Породы в избытке содержат Ti, Mo, Pb, Cr, Li и недосыщены V, Co, Ni, Ga, В. Концентрации Cu и Mn отвечают региональному фону. В нижней части свиты в единичных пробах установлены значительные содержания Nb, La, Zr, а в средней – в тяжелой фракции протолок выделен хромдиоксид (Cr_2O_3 – 0,69 %).

В бассейне руч. Силур, Паут из отложений свиты собраны остатки кораллов *Coenites cf. tenella* Jurich., *Thamnopora nickolsoni* (Frech.), *Scolipora cf. denticulata* M.-Edw. et Heime, *Alveolitella cf. polenowi* (Peetz), конодонты *Polygnathus ex gr. varens* Stauffer, *Icriodus* sp., датирующие живетский ярус среднего девона.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Загадочнинская и сегеняхская свиты ($D_{2-3}zg+sg$) объединены ввиду их малых мощностей.

Загадочнинская свита выделена в 1972 г. М. Д. Булгаковой и К. Б. Хайзниковой в бассейне р. Вост. Хандыга. В бассейне руч. Сетанья свита сложена, в основном, серыми доломитами мощностью около 75–85 м, трансгрессивно залегающими на отложениях нижнего девона (сеттедабанская свита). В основании отмечена пачка кварц-доломитовых песчаников (10–12 м) с линзовидными прослоями гравелитов, в которых присутствуют обломки пород сеттедабанской свиты. Мощность свиты 90–95 м.

А. Е. Соболевым в ней обнаружены остатки кораллов *Cracilopora cf. angusta* Yanet (руч. Воронок), датирующие, по мнению К. Б. Кокшарской, эйфельский возраст вмещающих пород.

Сегеняхская свита выделена в 1974 г. В. А. Ян-Жин-Шином в бассейне р. Вост. Хандыга. В границах изученной территории обнажена слабо, вследствие чего ее строение охарактеризовано с учетом материалов по прилегающим с севера районам бассейна р. Белая (руч. Дикий, Коралловый, Быстрый). Здесь в основании свиты залегают покров базальтов мощностью до 60–70 м. Выше следует пачка (110–120 м) песчаных известняков и доломитов серого, зеленовато-серого цвета с редкими прослоями пестроокрашенных туфоалевролитов. Мощность свиты составляет 170–180 м.

В бассейне р. Белая (руч. Накали) в ее верхней части В. И. Сухоруковым и др. [49] были собраны остатки *Microspirifer novosibiricus* (Toll.), руководящие формы нижней части франского яруса.

Мощность объединенных загадочнинской и сегеняхской свит достигает 250–280 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Представлен накалинской свитой, развитой в виде узких полос на междуречье рр. Прав. Суордах–Ветвистый, Лев. Сахара–Сетанья, в бассейне руч. Силур, Телкиндже, Паут, Широкая. Выделена в 1974 г. В. А. Ян-Жин-Шином в бассейне р. Белой (руч. Накали).

Накалинская свита (D_3nk) трансгрессивно перекрывает отложения франского яруса в Бурхала-Байагантайском, Менкуле-Тыринском и Аллах-Юньском (пикская свита среднего девона) районах. Сложена доломитами песчанистыми серыми, светло-серыми, иногда зеленоватыми, содержащими в подчиненном объеме прослой кварц-доломитовых песчаников. В верхней части распространены песчаные известняки с массой битой ракушки. На поверхности породы имеют бурю или желто-коричневую окраску. В юго-восточной части листа в составе свиты заметно возрастает роль кварц-песчаного материала, и разрез ее здесь состоит на 30–40 % из кварц-доломитовых и кварцевых песчаников, содержащих редкие, но постоянно присутствующие зерна хромсодержащих минералов в оторочке зеленого фуксита.

В бассейне р.левой Сахара (руч. Розовый, Габбро, Шумный) и на междуречье рр.левой Сахара–Силур в подошве накалинской свиты развит горизонт эффузивных, вулканогенно-обломочных и осадочно-пирокластических пород, имеющий весьма сложное внутреннее строение.

В целом, снизу вверх по разрезу прослеживаются:

1. Пикриты щелочные темно- или серо-зеленые (10–12 м). Образуют пластообразное тело, прослеженное по простиранию на 90–100 м. В породе выделяются ориентированные в одном направлении, измененные фенокриты (до 15–20 %) бывших клинопироксена и оливина, замещенных агрегатом карбоната, окислов и гидроокислов железа. Связующая масса состоит из зернистого карбоната, обохренного карбоната (псевдоморфозы по микролитам клинопироксена) и мелкочешуйчатого флогопита. Ее исходный состав, вероятно, был фемический – клинопироксен-слюда или слюдяно-пироксеновый.

Химический состав пикритов (по 2 анализам) следующий (в %): SiO_2 – 30,1–31,6; TiO_2 – 1,9–2,9; Al_2O_3 – 3,9–6,3; Fe_2O_3 – 4,0–8,0; FeO – 1,3–1,5; MnO – 0,11–0,2; MgO – 25,7–26,0; CaO – 6,8–10,7; Na_2O – 0; K_2O – 0,81–1,8; P_2O_5 – 0,24–0,42; п.п.п. – 15,2–21,4. Породы содержат (в г/т): Ba – 310–4100; Co – 49,6–61,8; Cr – 656–1402; Ni – 164–256; Sr – 94–910; V – 150–278; Zr – 210–310; Y – 18–27; Nb – 107–187; Rb – 30–57. Кроме того, методом ICP-MS установлены (в г/т): Be – 1,3; Sc – 20; Ce – 190; Dy – 3,5; Er – 1,2; Eu – 2,80; Gd – 6,90; Ho – 0,55; La – 92,0; Lu – 0,12; Nd – 75,0; Pr – 20,0; Sm – 11,0; Tb – 0,84; Tm – 0,15; Yb – 0,80; Cs – 1,8; Ga – 10,0; Hf – 3,4; Jn – 0,05; Mo – 1,3; Pb – 21; Sn – 1,2; Ta – 6,0; Th – 6,6; Tl – 0,12; U – 2,2. Минералогический анализ показал наличие в пикритах в небольшом количестве магнетита, гематита, пирита, граната, ферро-титанида, циркона, рутила, апатита, барита.

На юг (руч. Розовый, р. Лев. Сахара) пикриты сменяются вулканогенно-обломочной пачкой,

сложенной слоистыми серыми, темно-зелеными, темно-серыми туфами, ксенотуфами (10–12 м). Породы псаммитовые, псефито-псаммитовые, кристаллолит- и литокристаллокластические. Среди обломков преобладают ксенокласты (до 30–60%), представленные доломитами, иногда с отчетливо выраженной корочкой закалывания, щелочными габброидами, карбонатизированными сиенитами, черными и зелено-черными слюдитами, образованиями железисто-силикатного состава, состоящими из окислов железа, полевого шпата и флогопита. Размер их варьирует от долей миллиметра до 1–2 см, форма удлиненная, неправильная, грубоизометричная. Эндокласты сложены псаммитовыми и псаммито-алевролитовыми серыми туфами, образующими обломки овальной формы (обычно 1–2 см, редко – до 10–12 см). Иногда присутствуют витрокласты, частично раскристаллизованные с краев в агрегат микролитов щелочного полевого шпата, клинопироксена и рудного минерала. Обломки минералов (до 30–40 %) представлены кварцем, кислым плагиоклазом, щелочными полевыми шпатами, слюдой, хлоритизированным флогопитом, доломитом, апатитом, анкеритом. Связующая масса (обычно 5–10 %, редко – до 20–30 %) имеет слюдисто-карбонатный или железисто-флогопитовый состав и является продуктом изменения первичного магматического вещества, вероятно, щелочно-основного или щелочно-ультраосновного состава с отчетливой калиевой специализацией. Чаще всего она образует прерывистые прослои между обломками пород и минералов и характеризуется флюидальным строением, подчеркиваемым расположением зерен окислов железа и слюды. Микрозондовый анализ скрытокристаллической массы, выполненной мономинеральными выделениями размером менее 2–3 мк, показал ее следующий состав (в %): Na_2O – 0; MgO – 13,15–16,21; Al_2O_3 – 7,51–8,39; SiO_2 – 17,86–37,92; K_2O – 1,16–10,37; CaO – 0–0,53; TiO_2 – 7,25–45,12; MnO – 0; Cr_2O_3 – 0; FeO – 9,59–16,26; Fe_2O_3 – 0. Можно полагать, что связующая масса состоит из слюд (флогопита, биотита), рутила, калиевого полевого шпата.

Химический состав туфов, литокластов и их геохимическая характеристика отражены в таблицах 2, 3 (прил. 12).

Минералогическим анализом тяжелой фракции протолок и микрозондовым анализом установлены в весовых содержаниях и знаках (а), единичных знаках (б) следующие минералы: в серых туфах – а) магнетит, гематит, ферро-титанид, ортит, апатит (фторапатит), барит, пирит, халькопирит, циркон, сфен, лейкоксен; б) гранат, амфибол (актинолит), армалколит, эпидот, флогопит (с TiO_2 – 0,58–1,5 %, Cr_2O_3 – 0,69 %), сфен, рутил, перовскит, ставролит; в темно-серых туфах – а) магнетит, гематит, апатит, пирит, циркон, гранат, рутил; б) эпидот, флогопит, сфен, перовскит, магнитные сфериты, сложенные самородным железом.

Магнетит представлен пластинчатыми обломками со «шлаковой» структурой, изометричными овально-неправильными зернами и шаровидными выделениями (сфериты). Для него характерна примесь MnO (до 1,03 %), TiO_2 (до 0,57 %), Cr_2O_3 (до 0,44 %). Ферро-титаниды образуют желвакообразные зерна с переменным содержанием $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (34,4–37,9 %) и TiO_2 (60,7–62,83 %), иногда Cr_2O_3 (до 0,86 %), в которых сохранились частицы ильменита, армалколита. Гранаты представлены розовым альмандином, сиренево-розовым пироп-альмандином (с пироповым компонентом 25–30 %), циркон присутствует в виде бесцветных и светло-розовых короткопризматических и дипирамидальных кристаллов.

2. Ксенотуфы, туфы кристаллолит- и литокристаллокластические массивные, образующие отчетливо стратифицированный горизонт мощностью до 20–30 м. Устанавливаются следующие разновидности пород: ксенотуфы красные, красно-серые псаммит-псефитовые; туфы вишнево-красные, вишнево-зеленые алеврит-псаммитовые, туфы и ксенотуфы пестроокрашенные (темно-зеленые, зелено-черные, зелено-красные) алеврит-псаммит-псефитовые, туфы табачно-зеленые алеврит-псаммитовые. Обломки пород ксеногенного происхождения имеют размеры от первых миллиметров до 3–4 см, редко – 6–12 см и представлены, в основном, доломитами, в меньшей мере, мясо-красными ожелезненными карбонатными породами, щелочными сиенитами и микросиенитами, слюдитами апатит-полевошпатовыми и флогопитовыми, кварцитами, щелочными пикритами, алевролитами. Они слагают иногда до 30–60 % объема ксенотуфов. В подчиненном объеме отмечены обломки витрокластов хлорит-рутил-флогопитового, слюдисто (флогопит)-карбонатного, слюдисто-железистого состава линзовидной, слойчатой, причудливо изогнутой формы, литокласты кальцит-барит-флогопитового состава с идиоморфными кристаллами апатита, рутила (с Nb , Ta , TR и Cr_2O_3 – до 0,55 %), вишнево-серых кристаллокластических туфов, пироксен-слюдяных (флогопитовые) пикритов порфировой структуры, анкеритовых карбонатитов, выделений апатит-карбонатно-железистого состава (камафориты?). В витрокластах хлорит-рутил-флогопитового состава рутил содержит Cr_2O_3 (до 0,45 %), флогопит TiO_2 (до 3 %). Кристаллокласты (до 40–50 % объема породы) представлены доломитом (иногда зонального строения), апатитом, флогопитом, агрегатами рутила и карбоната (по перовскиту), псевдоморфозами по оливину двух генераций (0,5–1,5 мм

и 0,15–0,5 мм) овализованной, шестиугольной, угловатой формы. Последние выполнены рудными минералами с реликтовой петельчатой структурой (гематит, рутил, Ti-магнетит с содержанием TiO_2 – от 8 до 20 %).

Вмещающая масса, составляющая до 20 % объема пород, образует скопления линзовидной, неправильной, амебоподобной формы. Сложена она скрытокристаллическим, тонкозернистым агрегатом из окислов железа, слюд (флогопита, биотита), рутила, калиевого полевого шпата и характеризуется иногда содержанием Cr_2O_3 – до 0,6 %.

Химические составы выделенных разновидностей вулканогенно-обломочных пород и их геохимическая специализация приведены в таблицах 4, 5 (прил. 12). Породы характеризуются повышенными и высокими содержаниями TiO_2 , MnO , P_2O_5 , низкой глиноземистостью, суммой железа, обычно в пределах 8–12 %, резко калиевой специализацией, при сумме Na_2O+K_2O – 2–4 %, редко – до 7 %. Они обогащены Zr, Y, Nb, La, почти всеми лантаноидами (Ce, Pr, Nd, Pr, Sm, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb), исключая Lu, а также Cs, Hf, Ta, Th, Tl, U. Наибольшие значения этих элементов отмечаются в вишневых алеврит-псаммитовых туфах. В апатит-карбонат-железистых выделениях (камафоритах) концентрации Nb достигают 1 460 г/т, а Zr – 2 130 г/т.

Минералогическим анализом тяжелой фракции в туфах и ксенотуфах установлены в весовых содержаниях и знаках повсеместно или в большинстве проб магнетит, гематит, циркон, апатит, пирит, ферро-титанид, барит, рутил, редко – лейкоксен, малахит, халькопирит, в единичных знаках повсеместно или в большинстве проб – гранат (спессартин-альмандин с Cr_2O_3 – до 0,39 %), эпидот, хромшпинелиды (содержание Cr_2O_3 – 39,20–54,94 %, MgO – 9,32–10,94 %, Al_2O_3 – 10,72–17,63 %, TiO_2 – 1,1–3,58 %, MnO – до 1,34 %, $FeO+Fe_2O_3$ – 22,21–28,82 %), редко – сфен, перовскит, турмалин, магнитные сфериты (никелистое самородное железо), хлорит, корунд, ильменит (с MgO – до 3,28 %), армалколит, лимонит, малахит, халькопирит, биотит, амфибол.

Особое место в подошве накалинской свиты рассматриваемого участка занимает вулканогенно-осадочная пачка (до 60–70 м), развитая в междуречье руч. Розовый–Обманчивый на продолжении серых туфов и щелочных пикритов и перекрытая пестрыми ксенотуфами. Она представлена линзовидно переслаивающимися пестроокрашенными (красными, вишневыми, зелеными, желтыми) «карбонатными» туфами, туффитами и известковистыми песчаниками, залегающими на сильно разрыхленных и выщелоченных доломитах и брекчиях левосахаринской свиты. Туфы и туффиты литокластические алеврит-псаммитовые состоят на 70–80 % из угловатых обломков доломитов, зерен кварца и калиевого полевого шпата. Цементирующая их масса (до 20 % объема) сложена агрегатом бледно-зеленой и бесцветной слюды (флогопит и фуксит с содержанием Cr_2O_3 – до 5 %) и продуктов дезинтеграции карбонатных пород.

Химический состав и геохимическая специализация «карбонатных» туфов приведены в таблице 4 (прил. 12). Они характеризуются довольно высокими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Cr, Ni, Zr, Nb. Минералогический анализ тяжелой фракции показал наличие в них в весовых содержаниях и знаках магнетита, гематита, ферро-титанида, циркона, рутила, апатита, барита, в единичных знаках – магнитных сферитов, лимонита, граната, хромшпинелидов (Cr_2O_3 – 36,43 %; MgO – 2,02 %; Al_2O_3 – 11,91 %; TiO_2 – 5,66 %; MnO – 1,34 %; сумма Fe – 37,05 %), эпидота, турмалина, пирита, халькопирита, хлорита, малахита, биотита.

3. Переслаивание через 5–20 см туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов (12–13 м) розовых, красных, вишневых и серо-зеленых. Туфы псаммитовые, псаммит-псефитовые кристаллолитокластические и кристаллокластические. Обломки минералов имеют угловатые и остроугольные очертания, представлены щелочным полевым шпатом, кварцем, доломитом, редко – плагиоклазом, гематитизированным магнетитом, апатитом, иногда измененным перовскитом. Среди обломков пород установлены доломиты, кварцит. Цементирующая масса (30–40 %) образована тонкозернистым агрегатом окислов и гидроокислов железа с микрочешуйками слюды, карбоната, силикатных минералов и представляет собой измененное меланократовое стекло. Объем туфов вверх по разрезу уменьшается. Общая мощность горизонта вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в основании накалинской свиты составляет обычно 30–40 м, возрастая иногда до 80–90 м.

Приведенные петрографические, химические, геохимические и минералогические характеристики рассмотренных туфов свидетельствуют в пользу их изначально щелочно-основного и/или щелочно-ультраосновного состава с отчетливой калиевой специализацией. Позднее они были метасоматически преобразованы процессами карбонатитообразования, определившими повышенные в них концентрации Nb, La, лантаноидов и актиноидов. Анализ состава и морфологии минералов тяжелой фракции из данных пород, выполненный В. В. Жуковым, показал, что по комплексу признаков (наличие магнетита со шлаковой структурой, сферолитов, сложенных магнетитом, самородным железом, агрегатом карбонат-марганцево-железистого состава

ва, хромшпинелидов, флогопита, граната, окислов железа, короткопризматического бесцветного циркона, апатита, барита) они имеют сходство с алмазонасными туффизитами Урала. При этом наибольшим сходством обладают ряд проб из серых, темно-серых, табачно-зеленых и «карбонатных» туфов.

Общая мощность накалинской свиты в границах листа варьирует в пределах 170–400 м, что в значительной степени определяется амплитудой предкаменноугольного перерыва.

В песчаных доломитах терригенная примесь представлена обломочными зернами кварца, щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, присутствуют редкие мелкие зерна гематита, рутила, чешуйки серицита. Отмечены также тонкие полоски, обогащенные рудным веществом, являющиеся, скорее всего, продуктами разложения вулканогенного апостекловатого материала.

Песчаники кварц-доломитовые, кварцевые, известковистые сложены обломками кварца, плагиоклаза, щелочных полевых шпатов, доломита, соотношение которых в породе варьирует. Зерна цементируются карбонатным материалом и тонкочешуйчатой бледно-зеленой слюдой (фуксит). Геохимически породы обогащены (в г/т): Zr (110–830), Cr (112–123), Co (до 12), V (до 81), Nb (до 176).

Фаменский возраст свиты подтверждается находками в ней остатков *Cyrtospirifer cf. asiaticus* (Brice) (руч. Правый Суордах).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения карбона распространены в восточной части листа и представлены всеми тремя отделами. Большую часть нижнего отдела составляют карбонатно-обломочные, карбонатные и терригенные породы; верхи нижнего, средний и верхний отделы сформированы, главным образом, алевролитами и песчаниками, образующими основание верхоянского комплекса.

Отложения каменноугольной системы относятся к Менкюле-Аллах-Юньскому, Томпо-Юдомскому и Томпо-Аллах-Юньскому районам, сменяющим друг друга по разрезу.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Представлен якской и хамамытской свитами (Менкюле-Аллах-Юньский район), куранахской толщей и овлачанской свитой (Томпо-Юдомский район). Первая свита выделена А. П. Кропачевым и др. в 1980 г., последние – Б. С. Абрамовым в 1970 г. в бассейне р. Восточная Хандыга. На изученной территории свиты распространены на междуречье рр. Лев. Сахара–Сетанья в виде непрерывной полосы шириной до 3 км и отдельными выходами в бассейне руч. Силур, Паут, Широкая.

Якская и хамамытская свиты (*C₁jak+hm*) объединены вследствие их небольшой мощности.

Якская свита залегает несогласно на фаменских слоях. На междуречье руч. Силур–Широкая несогласие приобретает характер углового (до 15–20°). Свита представлена конгломератами разногалечниковыми до валунно-галечниковых с подчиненными прослоями пестроокрашенных песчаных и глинистых известняков (до 7 м). Обломочная часть конгломератов образована округлыми и эллипсоидными гальками темно-серых, розово-серых, бежевых доломитов и песчаных доломитов (50–85 %) и сцементирована светлым карбонатным материалом. К югу от долины руч. Силур часть конгломератового разреза замещается по латерали песчанистыми доломитами с линзами и прослоями кварцевых песчаников и плавающими разрозненными гальками. Мощность свиты варьирует от 20–100 м.

Из цемента конгломератов якской свиты на правом берегу р. Аллах-Юнь извлечены в весовых концентрациях пирит, галенит, лимонит, рутил, сфалерит, анатаз, циркон, обыкновенная роговая обманка, турмалин, сфен, апатит, барит; в единичных знаках отмечены корунд, гранат, ильменит, хромшпинелид, иногда в сростании с фукситом.

Хамамытская свита согласно сменяет якскую и сложена однообразной толщей серых, темно-серых известняков, песчаных известняков, калькаренитов, имеющих на выветрелой поверхности пепельно-серую окраску. Характерно присутствие маломощных слоев органогенно-обломочных криноидных известняков, линзовидных выделений темно-серых кремней. Мощность свиты 260–400 м.

Известняки хамамытской свиты характеризуются недосыщением большинства элементов, за исключением марганца и свинца, содержащихся в породах в избытке. Кроме того, отмечены единичные высокие содержания серебра и ниобия, в сотни раз превышающие региональной фон.

На изученной территории в свите обнаружены остатки раннекаменноугольных кораллов *Syringopora ramulosa* Goldf., фораминифер *Endothyra inflata* Lip., *Mediocris* (?) sp.

Суммарная мощность якской и хамамытской свит составляет 280–450 м.

Куранахская толща (C_1kr) согласно с постепенным переходом залегает на хамамытских известняках. Устанавливается ее трехчленное строение. Нижняя часть (250–300 м) состоит из чередования через 2–3 м темно-серых глинистых известняков и пачек тонкого переслаивания таких же известняков с аргиллитами, иногда кремнистыми. В середине толщи (350–400 м) доминируют калькаренит-кальцилютитовые турбидиты, многослой которых представлены чаще всего элементами T_a (градированный слой) или $T_{a,b}$ цикла Боума. Толщина их варьирует в пределах 2–10 см. Турбидиты включают тела олистостромов (до 5–7 м) с обломками, сложенными доломитами, известняками, песчаниками. В верхней части (250–350 м), наряду с обломочными известняками, отмечены прослой глинистых известняков и пачки их переслаивания с известковистыми аргиллитами. Верхние горизонты толщи повсеместно сорваны субпослойным надвигом. Мощность ее в пределах территории листа превышает 900–1 050 м.

Породы толщи имеют близкие геохимические характеристики; они, по отношению к региональному фону, в избытке накапливали Ti, V, Co, Ni, Cu, Ga, As, Mo, Pb, P, Cr, Mn, Li, при равномерном распределении основной массы элементов. Дефицитны в породах толщи Ag, Sn, Ge, В и Zn. По всему разрезу в единичных содержаниях установлен Nb, концентрации которого значительно превышают литосферный кларк (0,003–0,007 %).

Палеонтологически породы куранахской толщи не охарактеризованы; ее раннекаменноугольный (позднеурнейско-визейский) возраст обоснован находками остатков брахиопод, фораминифер на смежных с севера площадях и районах ее стратотипического развития.

Овлачанская свита (C_1ov) имеет с подстилающими образованиями тектоническую границу. В пределах изученной территории основную ее часть составляют черные и темно-серые мелкозернистые алевролиты и известковистые аргиллиты, образующие толщу чередования с неотчетливо обособленными слоями и пачками (до 30 м). Присутствуют редкие слои тонкообломочных известняков (кальцилютитов), количество которых увеличивается в южных разрезах. Отдельные интервалы разреза, обогащены мелкими марказитовыми и кремнистоглинистыми конкрециями. Наблюдаемая мощность свиты около 400 м.

В бассейне руч. Сетанья в ней обнаружены остатки *Spirifer* aff. *snjatkovi* Abr. На основании данной находки и с учетом палеонтологически лучше охарактеризованных разрезов стратотипического района (бассейн р. Вост. Хандыга) возраст свиты принимается визейским.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Представлены хатынахской свитой, распространенной непрерывной полосой от правобережья р. Аллах-Юнь до руч. Сетанья. Выделена в 1970 г. Б. С. Абрамовым в бассейне р. Менкюле к северу от исследуемого района.

Хатынахская свита ($C_{1-2}ht$) начинается с собой разрез верхоянского комплекса. Она отделена от подстилающих отложений субпослойными разрывами и сложена, главным образом, алевролитами разномелкозернистыми темно-серыми и черными, включающими прослой и горизонты аргиллитов, серых, светло-серых кварцевых, полевошпат-кварцевых песчаников. Последние в зонах динамометаморфизма приобретают кварцитовидный облик. Наблюдаемая мощность свиты около 400 м.

Возраст свиты определяется на основании сопоставления со стратотипическим районом, где в ней установлены брахиоподы и пеллециподы серпуховско-башкирского времени.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Включает наталинскую свиту, стратотип и парастратотип которой расположены к северу от рассматриваемой территории [1].

Наталинская свита (C_2nt) согласно залегает на хатынахской и имеет аргиллит-алевролитовый состав. Для средней части свиты характерны циклиты регрессивного типа (20–70 м), в подошве которых расположены черные углисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, а выше – разномелкозернистые алевролиты [49]. В нижней и верхней частях преобладают алевролиты от мелко- до крупнозернистых. Мощность свиты в районе 550–650 м.

Палеонтологические остатки в ней не обнаружены; среднекаменноугольный (башкирский) возраст ее обосновывается многочисленными остатками брахиопод, пеллеципод в стратотипической местности [1].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Э качанская свита (C_{2-3ek}) выделена Б. С. Абрамовым [1]. Она согласно перекрывает наталинскую свиту и представлена преимущественно известковистыми и неизвестковистыми алевролитами, содержащими в средней части прослой (2–5 м) мелкозернистых кварц-полевошпатовых темно-серых песчаников. Мощность свиты в районе работ составляет 800–1 150 м.

В северной части листа (руч. Чалбык), вблизи ее основания обнаружен гониатит *Kayatoceras triangulare* Ruzh. et Gan., характерный, по определению М. Ф. Богословской, для каляльского горизонта среднего карбона. В стратотипической местности из свиты собраны остатки брахиопод средне-позднекаменноугольного возраста.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Суркечанская свита выделена Б. С. Абрамовым [1] и распространена на лево- и правобережье р. Аллах-Юнь, где согласно сменяет экачанскую свиту. Имеет алевролит-песчаниковый состав, что заметно отличает ее от существенно алевролитовых образований ниже- и вышележащих стратонов. Подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (C_3sr_1) характеризуется наиболее грубым составом, однако соотношение песчаников и алевролитов, а также мощности стратона весьма непостоянные. На левобережье р. Аллах-Юнь и в бассейне руч. Бахая мощность подсвиты варьирует от 200 до 400 м [49], и сложена она чередованием (через 30–70 м) пачек песчаников и алевролитов, содержащих иногда линзы конгломератов и тела олистостром. В обломочной фракции псефитов устанавливаются известняки, доломиты, песчаники, кремни, изверженные породы основного и кислого состава, роговики. К северу от руч. Бахая до руч. От-Юрях мощность подсвиты сокращается до 40 м и здесь ее формируют, алевролиты с линзовидными пластами песчаников.

Верхняя подсвита (C_3sr_2) представлена, в основном, разнотернистыми алевролитами; прослой и линзы песчаников (2–4 м) встречаются только на левобережье р. Аллах-Юнь, где отмечены также тела олистостромов (до 35–40 м). Мощность верхнесуркечанской подсвиты составляет 350–500 м.

Суркечанская свита нерасчлененная (C_3sr) распространена на юго-востоке листа (бассейн руч. Ниж. и Сред. Сулаки), где сложена чередующимися пачками (10–50 м) песчаников и алевролитов с линзами гравелитов, конгломератов, телами олистостром (до 20 м). Мощность ее здесь варьирует от 400 до 900 м.

Органические остатки в свите не обнаружены и ее позднекаменноугольный возраст устанавливается по сопоставлению со стратотипическим районом, где свита палеонтологически охарактеризована остатками брахиопод и пелеципод.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы представлены только нижним отделом к нему отнесена халыинская свита, выделенная М. Г. Афанасьевым в 1981 г. в бассейне р. Халыя (левый приток р. Тыры) и входящая в Томпонский стратиграфический район.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Халыинская свита (P_1hl) закартирована вдоль восточной рамки территории. Представлена своей нижней частью и характеризуется резкой латеральной изменчивостью. На правобережье р. Аллах-Юнь свита имеет существенно алевролитовый состав и включает пласты темно-серых песчаников переменной мощности (до 20–30 м), часто замещающихся алевролитами и пачками тонкого переслаивания песчаников и алевролитов. В песчаниках отмечены уплощенной, листоватой формы обломки алевролитов, иногда отторженцы их пластов. Присутствуют линзы гравелитов, конгломератов и тела олистостромов (2–10 м). Последние имеют «пудинговый» облик и состоят, главным образом, из глинисто-алевролитового матрикса, в котором заключены «плавающие» угловатые обломки кремнисто-известковистых и кремнисто-анкеритовых пород. В юго-восточной части листа, на левобережье р. Аллах-Юнь в строении свиты нарастает роль песчаников, их мощность (до 40–70 м), увеличивается объем олистостромов. В целом, неполная мощность свиты на данном участке составляет 750–800 м.

Вблизи северной рамки листа, восточнее изученной территории, в основании свиты собраны остатки брахиопод *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), определяющие раннепермский возраст вмещающих их слоев.

Терригенные породы каменноугольной части разреза верхоянского комплекса не имеют каких-либо существенных различий. Обломочная фракция песчаников и алевролитов представлена кварцем (до 80 %), альбитом, серицитизированным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. В суркечанской свите отмечены полимиктовые разности, в которых, наряду с перечисленными выше минералами, присутствуют обломки тонкозернистых альбититов, эффузивных (?) пород. Цемент пленочного типа, порово-базальный, сложен агрегатом глинистых минералов, серицитом, хлоритом, иногда железистыми минералами и карбонатами. В алевролитах в виде нитевидных просечек концентрируется углистое вещество. В числе акцессорных минералов отмечены циркон, монацит, турмалин, сфен, апатит, рутил, магнетит, пирит (до 1 %). Из новообразований в динамометаморфически измененных породах появляется биотит, иногда гранат.

В нижнепермских отложениях роль полимиктовых разностей терригенных пород заметно возрастает, в них появляется вулканомиктовая (обломки микрофельзитов, гранитоидов, андезитов, риолитов) и туфогенная (рогульчатые, остроугольные обломки кварца, полевых шпатов, девитрифицированного вулканического стекла) составляющая. Матрикс состоит из смешанного агрегата кремнезема, иллита, хлорита, смешаннослоистых глинистых минералов с примесью землистого рутила, сагенита, серицита, гидроокислов железа, дисперсного рудного вещества.

В целом, для пород верхоянского комплекса характерно достаточно однообразное накопление микроэлементов. По данным М. Г. Афанасьева [49] в породах среднего и верхнего карбона отмечены аномалии (по отношению к литосферному кларку) Ag, Pb, P, Mn, Mo, Nb, иногда Ti, в нижнепермских – Pb, Mn, Ni, Zn, P. Экачан-хальинский интервал разреза характеризуется единичными повышенными концентрациями золота (6–300 мг/т). В суркечанских породах установлены повышенные содержания мышьяка.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения покрывают практически всю территорию листа. Они представлены различными генетическими типами и могут быть расчленены на образования среднего, среднего–верхнего и верхнего неоплейстоцена, верхнего неоплейстоцена–голоцена и голоцена. Отложения склонового ряда, формирование которых продолжается и в настоящее время, не расчленяются по возрасту.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

К среднему звену относятся *погребенные аллювиальные отложения* (aII) притоков р. Аллах-Юнь. Они не выходят на дневную поверхность и наблюдались только в шахтах, где подстилают отложения ледникового комплекса. В разрезе, описанном по стволу шахты № 5 в долине р. Оночалах на глубине 13,75–26,25 м, наблюдался щебнисто-галечный материал. Размер обломков местами достигает 15–20 см (в основании слоя и на глубине 18–19 м). Они представлены почти исключительно глинистыми сланцами, наблюдались лишь единичные гальки песчаника, алевролита и обломки кварца. Окатанность материала преимущественно низкая (I кл.), иногда до средней (II кл.), и очень редко – хорошая (III кл.), встречаются и практически совсем не обработанные обломки. Подавляющее число обломков имеет плитчатую, уплощенную форму. Заполнителем является разнозернистый глинистый песок с дресвой глинистых сланцев. Почти по всему разрезу наблюдается упорядоченное, субгоризонтальное и черепитчатое залегание галечного материала. На глубине 14,5 м залегает линза плотного темно-серого алевролита мощностью до 0,5 м; на глубине 24,0 м наблюдалась линза песчанистого алевролита с мелким гравием и единичной галькой сланцев мощностью до 20 см. У подошвы слоя на глубине 26 м был обнаружен древесный ствол диаметром до 15–18 см *Larix dahurica* (определение И. А. Шилкиной).

Контакт с вышележащим слоем прямой, резкий и отчетливый. Описанные образования подстилаются коренными породами (глинистые сланцы). Поверхность плотика неровная, амплитуда неровностей до 1,5–2,0 м.

Сходный материал наблюдался в приплотиковой части разреза по стволам шахт № 4 и 6

(р. Оночалах), шахты № 9 (р. Усть-Юрях) и шахты № 11 (р. Западный).

Как видно из описаний разрезов, данная толща сложена слабо обработанной галькой глинистых сланцев, среди которой встречаются обломки жильного кварца, и является аллювием небольших потоков, занимавших долины правых притоков р. Аллах-Юнь. Об этом говорит как черепитчатое залегание обломков с наклоном вверх по долине, так и общее сходство с современным аллювием соответствующих ручьев. Состав обломочного материала, слагающего погребенный аллювий, соответствует геологическому строению бассейнов правых притоков р. Аллах-Юнь на этом участке.

Мощность данных осадков составляет 7–8 м, до 13 м.

По данным И. А. Шилкиной, проводившей определение древесины, обнаруженной в основании разреза данных отложений (*Larix dahurica*), она имеет обычную ширину годичных колец, и развивалась в нормальных для этого вида условиях. Радиоуглеродный возраст этой древесины был установлен как >55 070 лет (ЛУ-603) (табл. 1).

Таблица 1

Список радиоуглеродных датировок по листу Р-53-XXX

№	Возраст (лет) и лабораторный № образца	Место отбора	Глубина, м	Материал
1	>55 070 (ЛУ-603)	Долина р. Оночалах, шахта № 5	26	Древесина
2	40 310±1 230 (ЛУ-602)	Долина р. Оночалах, шахта № 5	8	Древесина

Спорово-пыльцевые спектры рассматриваемых отложений включают преимущественно споры сфагновых мхов, плаунков и папоротников, и лишь единичные пыльцевые зерна древесно-кустарниковых пород, что свидетельствует о климате, более холодном, чем современный.

Четвертичный возраст данных образований не вызывает сомнений, о чем говорит их сценированность и отсутствие следов выветривания. Очевидно, что они формировались в условиях вечной мерзлоты, поскольку включенные в них органические остатки отличаются прекрасной сохранностью.

Среднечетвертичный возраст погребенного аллювия устанавливается на основании их залегания под позднечетвертичными образованиями. Как показали наблюдения в шахте № 11 в долине р. Западный, формирование погребенного аллювия непосредственно предшествовало отложению осадков позднечетвертичного ледникового комплекса, о чем говорит их переслаивание в зоне контакта. Погребенный аллювий притоков р. Аллах-Юнь вмещает россыпи золота.

Среднее–верхнее звенья

К отложениям данного возраста отнесен *аллювий* (all–III; aQ_{II-III}) террасы высотой 35–40 м, развитой по левому берегу р. Сахары ниже устья р. Леда на протяжении около 10 км. Данные отложения вскрываются в дорожном карьере в 0,8 км к западу от устья руч. Пал. Они представлены валунно-галечным материалом с отдельными валунами до 30–35 см. Сортированность материала низкая. В составе гальки и валунов преобладают осадочные породы – песчаники, алевролиты, встречена галька окварцованного песчаника, изредка наблюдаются изверженные основные породы. Окатанность материала в основном средняя (II кл.), некоторые гальки приближаются к III кл. окатанности. Заполнителем является разнотельный слабо сортированный песок, до грубозернистого и гравелитистого. Состав полимиктовый: преобладают обломки пород, встречаются кварц и полевые шпаты. Заполнитель занимает 5–10 % объема породы. Уплотненная галька залегает наклонно с аз. пад. 30–40°. Аллювий подстилается коренными породами (алевролиты и дайка диабаз). Наблюдавшаяся мощность – 1,0–1,2 м, до 1,5 м. Материал такого характера прослеживается на всем протяжении террасы в высыпках и придорожных карьерах, мощность его невелика и не превышает указанную выше.

Возраст данных образований определяется условно, исходя из высоты террасы, на которой они залегают.

Верхнее звено

К отложениям верхнего звена относятся образования ледникового комплекса – ледниковые и флювиогляциальные.

Ледниковые отложения (gIII; gQ_{III}) распространены в восточной части территории листа, где выполняют долины притоков р. Аллах-Юнь, покрывают невысокие междуречья, в виде отдельных скоплений встречаются на склонах и седловинах, прослеживаясь от уреза воды водотоков

до абсолютных высот 900–1 000 м.

Ледниковые образования представлены валунно-галечным материалом, песками и прослоями алевритов. Разрез этих отложений был вскрыт шахтой № 9 в долине р. Усть-Юрях:

1. Шахтное крепление	10 м
2. Галечно-валунный материал. Размер отдельных валунов достигает 35–40 см. В составе галек и валунов преобладают песчаники, присутствуют алевролиты и субвулканические образования. Окатанность средняя и хорошая (II, III кл.). Галька и валуны составляют 90–95 % общего объема породы. Заполнителем является темно-серый разнородный песок	3,0 м
3. Алеврит темно-серый плотный, местами с примесью тонкозернистого песка. Содержит отдельные гальки и валуны, сходные со встреченными в слое 2, их количество увеличивается на глубине 19–21 м	14,5 м
4. Галечно-валунный материал, сходный со слоем 2	4,5 м
5. Алеврит темно-серый со значительной примесью глинистого материала (до суглинка), а также с примесью разнородного песка и гравия. Включает отдельную гальку средней и хорошей окатанности, сходную с отмеченной в слоях 2, 3, 4	5,5 м
6. Щебень, галька и дресва глинистых сланцев. Наблюдается грубая слоистость за счет субгоризонтального расположения уплощенных обломков	8,5 м
7. Коренные породы (глинистые сланцы)	

К ледниковым образованиям в данном разрезе относятся слои 2–5. Сходные разрезы наблюдались в шахтах № 4 и 6 (р. Оночалах).

Для ледниковых образований характерно слоистое строение и хорошая окатанность валунно-галечного материала, что литологически сближает их с аллювием, на это обращали внимание многие исследователи. Указанные признаки говорят о формировании данных отложений талыми ледниковыми водами. Прослои алевритов в долинах притоков р. Аллах-Юнь, очевидно, отложились в ледниковых озерах, подпруженных ледником, занимавшим главную долину. Поступлением материала с главного ледника в долины притоков объясняется и присутствие в них материала, чуждого геологическому строению их бассейнов.

Мощность ледниковых образований очень изменчива и местами может достигать 50 м.

Эрратические галька и валуны, встречающиеся в восточной части территории листа, являются частью ледникового комплекса и были отложены при деградации ледника. Пространственно они тесно связаны с ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Их принадлежность к верхнечетвертичным ледниковым образованиям доказывается также сходством их состава, окатанности и степени выветрелости с валунно-галечным материалом, включенным в состав ледниковых отложений.

В ледниковых образованиях были установлены весьма обедненные спорово-пыльцевые спектры. В них отмечены единичные споры папоротников и плаунков с преобладанием последних. Пыльца древесных (сосна, береза) также единична, травянистые практически отсутствуют. Такой состав спорово-пыльцевых спектров позволяет предполагать, что во время формирования данных осадков в районе была развита слегка заболоченная тундра без травяного покрова с единичными представлениями угнетенной древесной растительности. Такой состав растительности свидетельствует о суровом климате, значительно более холодном, чем современный. Лишь в верхней части разреза, вскрытого шахтой № 4 в долине руч. Оночалах был обнаружен более богатый спектр с присутствием древесных (*Pinaceae*), единичных трав и большого количества спор. Климат времени формирования этой части разреза был близок к современному, но, судя по соотношению отдельных представителей спектра, несколько более суровым. В шахте № 5 в долине руч. Оночалах на глубине 8 м был найден обломок древесины (*Larix dahurica*, определение И. А. Шилкиной). По ее данным древесина является частью ствола с очень узкими годичными кольцами, что говорит об угнетенности растения и суровости условий его существования.

О позднечетвертичном возрасте ледниковых образований свидетельствуют следующие данные:

1. Ледниковые отложения залегают на поверхности и не перекрываются никакими другими образованиями.
2. В речных долинах в ледниковые отложения вложены лишь пойменные и низкие надпойменные террасы.
3. Аккумулятивный рельеф, слагаемый ледниковыми образованиями, отличается свежестью.
4. Свежесть или незначительная степень выветривания материала ледниковых образований.
5. Радиоуглеродная датировка $40\ 310 \pm 1\ 230$ лет (ЛУ-602) по угнетенной древесине лиственницы, отобранной на глубине 8 м в шахте № 5 в долине руч. Оночалах (табл. 1).

Флювиогляциальные отложения (fIII; fQ_{III}) развиты в юго-восточной части листа, в долине р. Аллах-Юнь, где они слагают аккумулятивные террасы высотой до 20–25 м. Флювиогляци-

альные отложения представлены галечниками, валунами, песками и не имеют заметных литологических отличий от ледниковых образований.

На левом берегу р. Аллах-Юнь в 3,5 км ниже устья р. Одинокый был описан разрез флювиогляциальной террасы высотой 16–17 м (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой.....0,5 м
2. Валунно-галечный материал. Размер отдельных валунов достигает 0,7 м. В составе валунно-галечного материала заметную роль играют порфиридные биотитовые граниты, а также песчаники и алевролиты. Окатанность материала в основном средняя (II кл.). Заполнителем (до 25–30 % общего объема) является песок разнозернистый, преимущественно крупнозернистый и гравелитистый. Состав полимиктовый: обломки пород (глинистые и алевролитовые сланцы) и кварц, присутствуют также полевые шпаты. Материал чисто промывает..... 12,0 м (видимая)

Флювиогляциальные отложения образуют единый комплекс с позднечетвертичными ледниковыми образованиями, что определяет и их позднечетвертичный возраст.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Образования позднечетвертичного–современного возраста представлены отложениями террасоувалов и аллювием низких (4–10 м) речных террас.

Отложения террасоувалов представлены *аллювиально-делювиальными образованиями* (a_{dIII-N} ; $a_{dQ_{III-N}}$), пользующимися наибольшим распространением в долине р. Акры. Они представлены галечниками, валунами, щебнем, супесями и суглинками общей мощностью до 10 м. Их возраст определяется геоморфологическим положением – в одних случаях в террасоувалы вложены пойменные террасы, в других они плавно сочленяются с ними.

Аллювий (a_{III-N} ; $a_{Q_{III-N}}$) речных террас высотой 4–10 м. Террасы указанной высоты встречаются в долинах многих водотоков в виде небольших участков, которые не могут быть изображены в масштабе карты. Наиболее крупные участки их развития находятся в долинах рр. Сахара и Аллах-Юнь.

На правом берегу р. Аллах-Юнь вблизи устья р. Бахая был описан разрез террасы высотой 10–12 м (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой.....0,2 м
2. Галечник, размер гальки – до 15–20 см. В ее составе преобладают глинистые сланцы, встречаются галька и валуны гранитоидов и песчаников. Окатанность гальки сланцев средняя (II кл.), гранитоидов и песчаников – в основном хорошая (III кл.). Заполнителем является разнозернистый слабо глинистый дресвянистый песок (до 15–20 % общего объема). Упложенные обломки располагаются субгоризонтально или наклонно к северу и северо-востоку.....4,3 м
3. Отложения, сходные со слоем 2. Отличием является гораздо большее количество гальки и валунов, песчаников и гранитоидов. Контакт с вышележащими и подстилающими слоями нечеткий2,0 м
4. Отложения, сходные со слоем 2. Местами встречаются линзы черного среднезернистого песка мощностью до 8–10 см.....5,0 м (видимая)

Мощность аллювия до 10 м.

В спорово-пыльцевых спектрах, установленных в данных отложениях, доминирует пыльца древесно-кустарниковых растений, присутствуют споры сфагновых мхов и плаунок, что, по заключению палинологов О. Н. Жежель и Г. Г. Зданской, говорит о климате, в общем, сходным с современным, но несколько более холодным. По данным Ю. А. Билибина (1939 г.) в аллювиальных отложениях р. Тэлкиндже на глубине 11 м был найден зуб *Equus caballus fossilis* (определение А. Н. Рябинина), относимый к позднему плейстоцену.

Возраст надпойменных террас определяется их геоморфологическим положением. Радиоуглеродный возраст древесины, включенный в отложения террасы р. Аллах-Юнь (высотой 8 м) за пределами территории листа (в 3 км ниже устья р. Анчи) был определен как $6\ 870 \pm 100$ лет (ЛГ-184).

ГОЛОЦЕН

К отложениям голоцена относятся русловой, пойменный аллювий и техногенные образования.

Русловые аллювиальные отложения (a_N ; a_{Q_N}) слагают дно и прирусловые косы водотоков. Они представлены валунами, галькой, гравием и песком. В большинстве случаев мощность руслового аллювия составляет несколько метров, но в отдельных углублениях плотика может

достигать 20 м. Русловой аллювий вмещает россыпи золота.

Голоценовый возраст руслового аллювия определяется его геоморфологическим положением, что подтверждается палинологическими данными, полученными ниже по долине р. Аллах-Юнь за пределами территории листа.

Техногенные образования (tH ; tQ_n) представляют собой отвалы, образовавшиеся при разработке россыпей. Они представлены большей частью галькой и валунами, т. к. образовались в основном за счет переработки аллювиальных отложений. Техногенные образования пользуются значительным распространением в долинах притоков р. Аллах-Юнь (руч. Оночалах, От-Юрях, Бахая и др.). Мощность техногенных образований достигает 20 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

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

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

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

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

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Плутонические образования в изученном районе занимают сравнительно небольшую территорию, концентрируясь, главным образом, в его западной и центральных частях. По вещественному составу среди них выделяются группы основных, ультраосновных, средних и кислых пород. Резко доминируют породы основного состава нормального и умереннощелочного ряда, слагающие силлы и дайки базальт-долеритовой и габбро-долеритовой формаций. Породы ультраосновного и среднего составов имеют четкую щелочную специализацию и совместно со щелочными габброидами образуют мелкие массивы трещинного типа формации щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов. Породы кислого и среднего составов нормальной щелочности представлены гранодиоритами и лампрофирами диоритового ряда, относящимися к диорит-гранодиоритовой формации. Перечисленные породы группируются в магматические комплексы позднерифейского, вендского, средне- и средне-позднеордовикского, девонского и мелового возрастов.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Распространены на западе изученной территории среди рифейских толщ и представлены улаханбамским долеритовым комплексом.

Улаханбамский комплекс долеритовый слагают силлы, пологосекущие залежи, редко – дайки долеритов, конга-долеритов (βRF_{3u}). На правобережье р. Акра отмечено несколько даек базальтоидных туффзитов.

Силлы и пологосекущие тела составляют основную массу образований комплекса, локализуясь в интервале разреза от бикской свиты среднего рифея до улаханбамской свиты верхнего рифея. Здесь насчитывается от 10 до 20 тел протяженностью от нескольких сотен метров до 8–10 км при мощности от 1–2 до 15–20 м. Силл в основании улаханбамской свиты междуречья рр. Сахара–Акра имеет мощность около 120 м. Контакты силлов со вмещающими породами чаще всего ровные и согласные. Пологосекущие залежи могут переходить из одного стратиграфического подразделения в другое, но мощность пересекаемых отложений небольшая (десятки-первые сотни метров) даже при значительной протяженности тела. Зоны контактового воздействия хорошо выражены, и 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 17 м. Дайки отмечены обычно в виде коротких крутозалегающих тел, соединяющих близрасположенные силлы.

Силлы и пологосекущие залежи смяты в складки согласно с вмещающими породами и расчленены разрывными нарушениями, в том числе предвендского возраста. В геофизических полях они проявлены слабо и только на участках концентрации наибольшей мощности фиксируются линейно-вытянутыми слабоположительными магнитными аномалиями.

По составу интрузии комплекса практически не дифференцированы. Тела мощностью до 5 м сложены мелкокристаллическими долеритами зеленого, серо-зеленого цвета. В центральных частях более мощных тел развиты средне- и крупнокристаллические разновидности; крупно- и гигантокристаллические породы отмечены лишь в центральной части 120-метрового силла основания улаханбамской свиты. Здесь же локализуются конга-долериты и появляются оливинные разновидности долеритов.

Долериты и конга-долериты характеризуются офитовой, реже пойкилоофитовой структурой и массивной текстурой. Породообразующими минералами являются плагиоклаз (лабрадор, 40–50 %), пироксен (авгит, 30–40 %), кварц и микропегматит (до 3–15 %), ильменит (до 5 %). В

оливиновых долеритах отмечен оливин (3–8 %). Из рудных также присутствует магнетит, из аксессуарных – апатит, редко – циркон, сагениит. Вторичные изменения выражены в сосюритизации плагиоклаза; по пироксену развиваются хлорит, карбонат, кварц, биотит и роговая обманка; оливин замещается агрегатом идингсита–боулингита, ильменит часто лейкоксенизирован.

Дайки туффзитов установлены среди терригенно-карбонатных пород лахандинской подсерии на правом берегу р. Акры. Они ориентированы в меридиональном направлении и имеют мощность от 0,3–0,6 до 7 м при длине до 1 км. Как правило, они приурочены к висячим контактам долеритовых даек, либо располагаются в непосредственной близости от них. Туффзиты представляют собой голубовато- или зеленовато-серую породу, насыщенную обломками (0,5–20 см) песчаников, алевролитов, долеритов неправильной или пластинчатой формы. Цемент состоит из хлоритизированного и лейкоксенизированного вулканического стекла, включающего окатанные обломки кварца, редко – микрозернистого доломита. Петрохимическая характеристика туффзитов (по 3 анализам) следующая (в %): SiO_2 – 52,2–64,8; TiO_2 – 0,78–1,15; Al_2O_3 – 9,45–14,42; Fe_2O_3 – 0,96–1,82; FeO – 5,17–10,96; MnO – 0,07–0,12; MgO – 2,5–5,0; CaO – 3,19–5,87; Na_2O – 0,76–2,57; K_2O – 0,34–2,85; P_2O_5 – 0,09–0,12; SO_3 – 0,1–0,29; CO_2 – 2,16–5,22; п.п.п. – 1,98–3,76. Породы характеризуются повышенным содержанием кремнезема, что объясняется наличием в обломочной части ксеногенного материала (песчаников, алевролитов).

Химический и микроэлементный состав долеритов улаханбамского комплекса представлен в таблице 1 (прил. 13). Им свойственны варьирующие, но, в целом, 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, Sr, Eu, Yb и заметная недосыщенность Nb, Sr, 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.

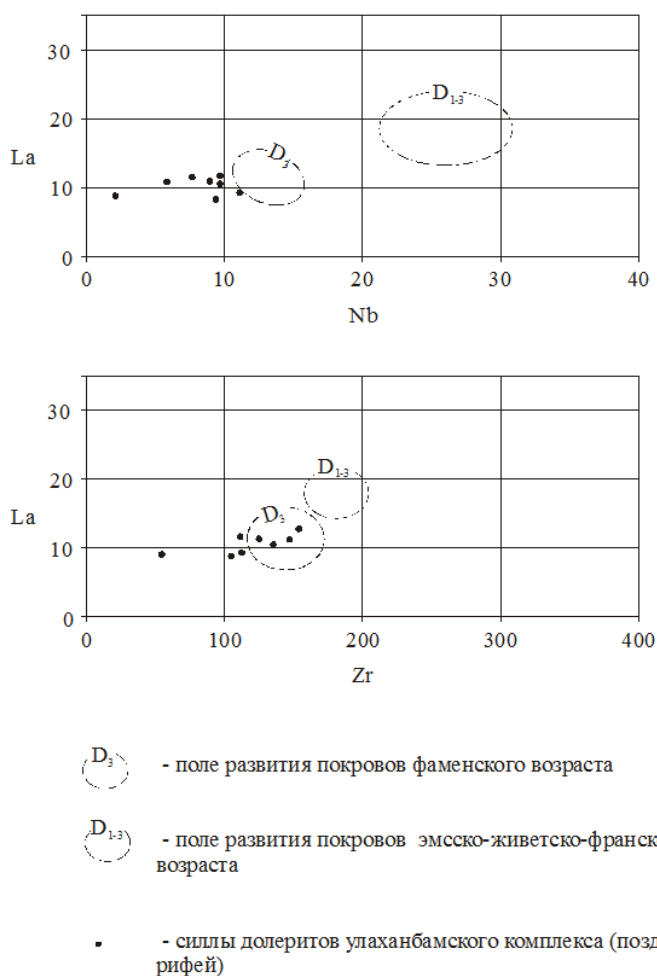


Рис. 2. Распределение мафических плутоических образований рифей и базальтов девона на диаграммах La–Nb и La–Zr.

Позднерифейский возраст пород комплекса базируется на геологических наблюдениях и подтверждается радиогеохронологическими датировками. На междуречье рр. Сахара–Акра (руч. Шорох), на правом берегу р. Акра закартировано несогласное налегание вендских отложений на улаханбамские силлы. В бассейне р. Сахара в непосредственной близости от западной границы листа (0,5–1,5 км) из мощного силла в основании улаханбамской свиты К-Аг методом по валу были получены значения в $950\pm 38,0$; $850\pm 8,5$ и $758\pm 5,3$ млн лет [51]. Для долеритов с возрастом $950\pm 38,0$ млн лет (К-Аг метод) были получены U-Pb методом по бадделеиту значения в $1\ 005,3\pm 4,3$ млн лет [23, 45], а южнее, на территории листа Р-53-XXXVI (р. Аллах-Юнь), из силла долеритов в отложениях саларской свиты тем же методом – $974,2\pm 7,0$ млн лет. Близкие цифры (942 ± 18 млн лет) характеризуют возраст долеритов из силла в отложениях улаханбамской (кандыкской) свиты р. Юдома [26], полученные Sm-Nd методом (изохрона по трем точкам). Приведенные данные с высокой степенью достоверности свидетельствуют о формировании пород улаханбамского комплекса в начале позднего рифея.

ВЕНДСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Имеют весьма ограниченное распространение и представлены горбинским долеритовым комплексом.

Горбинский комплекс долеритовый формируют дайки долеритов (βVg), ориентированные в близширотном направлении. Они установлены на северо-западе изученного района (бассейн руч. Мастах), в поле развития отложений среднего рифея, где слагают крутопадающие ($75\text{--}85^\circ$) секущие тела мощностью до 10–15 м и протяженностью до 3–4 км. В их приконтактовых зонах вмещающие карбонатные породы мраморизованы, алевролиты и песчаники – ороговикованы.

Долериты горбинского комплекса по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям весьма похожи на аналогичные образования позднерифейского возраста. Это пироксен-плагиоклазовые породы, содержащие до 10 % рудного минерала, до 2–3 % – кварца и микропертита, единичные зерна – оливина, апатита. Они заметно вторично изменены, прокварцованы, хлоритизированы, эпидотизированы. Из вторичных минералов обычны хлорит, серицит, эпидот, иддингсит, лейкоксен, пренит, уралит.

Химический состав долеритов горбинского комплекса представлен в таблице 2 (прил. 13), где приведены также сведения по прилегающим районам. По сравнению с позднерифейскими 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 (лист Р-53-XXIV) показало варьирующие их содержания по отношению к долеритам улаханбамского комплекса (рис. 2).

Вендский возраст пород комплекса определяется геологическими данными. Севернее рассматриваемой территории, в верховьях руч. Салар (правый приток р. Белая) закартировано пересечение широтной дайкой долеритов отложений начарской и яланской свит нижнего венда [69]. В стратотипическом районе (р. Горби) А. Е. Соболевым установлено несогласное налегание усть-юдомской свиты, являющейся возрастным аналогом сарданинской свиты, на субширотные ориентированные дайки долеритов, пересекающие верхнерифейские толщи (усть-кирбинская свита). Таким образом, время формирования горбинского комплекса является, скорее всего, предсарданинским, возможно поздневендским.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К данному возрастному уровню отнесены породы лединского пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитового комплекса, петротип которого (массив Поворотный) расположен за пределами изученного района, в непосредственной близости от его южной границы.

Лединский комплекс пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитовый ($v-\delta O_2I$) на рассматриваемой территории представлен двумя массивами (Гек, Воин) и небольшим штокверковым телом Батрак.

Массив Гек расположен на левобережье р. Сахара, в междуречье руч. Кишра–Ким. По данным О. Г. Гомбоева и др. [12], М. К. Силичева и др. [78], Е. М. Эпштейна и др. [89] это интрузия трещинного типа, имеющая в плане линзовидную форму согласную с общим простиранием структур. Залегание массива крутое ($70\text{--}85^\circ$) с падением на юго-запад. Длина его – около 2 км, ширина – до 350 м. Вмещающими являются породы верхнего кембрия (тисовская и бияхская

свиты).

Массив Воин находится в 5 км к северо-востоку от массива Гек, на левом склоне долины руч. Воин и представляет собой небольшое штокообразное тело овальной формы, вытянутое в субширотном направлении. Его размеры – 800×380 м. Массив прорывает отложения саккырынской свиты нижнего ордовика.

Штокверковое тело Батрак расположено в бассейне одноименного ручья (левый приток р. Лев. Сахара), в 8 км к северо-востоку от массива Воин. По данным А. В. Сагира и др. [75] оно имеет в плане неправильно изометричную форму размером 400×650 м. Тело расположено среди гидротермально измененных (карбонатизированных) отложений среднего ордовика (лабыстахская свита).

Все тела лединского комплекса тектонически преобразованы, рассечены разрывами, включают зоны рассланцевания пород. В магнитном поле им отвечают изометричной или овальной формы положительные аномалии амплитудой в несколько десятков единиц нТл, слагающие ориентированную в северо-восточном направлении зону.

Формирование тел лединского комплекса происходило в 4 основные фазы: ультрамафитовую, щелочно-мафитовую, сиенитовую, карбонатитовую. По данным О. Г. Гомбоева, М. К. Силичева, Е. М. Эпштейна последняя фаза является постмагматической и определялась процессами гидротермально-метасоматической проработки пород интрузивных фаз.

Породы ультрамафитовой фазы представлены метасоматически измененными пироксенитами, залегающими в виде реликтовых тел среди сиенитов и карбонатитов. Наиболее крупное из них установлено в массиве Гек (50×150 м), меньшее по размерам (30×70 м) – в центральной части массива Воин. Пироксениты представляют собой темно-зеленые мелко- и среднезернистые породы массивного сложения. Породообразующими минералами являются моноклинный пироксен, фассаит, авгит, реже присутствуют катафорит, биотит, апатит, титаномагнетит, перовскит, меланит. Под воздействием нефелиновых сиенитов пироксены превращаются в агрегаты эгирин-диопсида, биотита с примесью канкринита, кальцита, сфена. В массиве Поворотном среди пироксенитов отмечено небольшое тело серпентинитов, развивающихся по дунитам [75].

Образования щелочно-мафитовой фазы представлены ийолитами, уртитам и их полевошпатовыми разновидностями. Они обнаружены в массиве Гек, где слагают два линзовидных тела размером 100×200 и 170×700 м в южной и северной его частях. Это средне- и мелкозернистые, иногда порфиридные породы зеленовато-серого цвета. Текстура их однородно массивная или такситовая, определяющаяся, в последнем случае, шлировыми выделениями с темноцветными или лейкократовыми компонентами. Главными минералами являются нефелин и щелочной пироксен эгирин-диопсидового ряда, содержание которых меняется от уртитов (цветовой индекс 20) к ийолитам (цветовой индекс – 40–50). В полевошпатовых разновидностях присутствует калинатровый полевой шпат. В аксессуариях отмечены апатит, биотит, сфен, магнетит, меланит. В ийолит-уртитовых порфиридных обликах вкрапленники сложены идиоморфными кристаллами нефелина, эгирин-диопсида. Вторичные изменения в рассматриваемых породах обусловили образование мусковита и канкринита по нефелину, калинатровый полевой шпат пелитизирован, щелочной пироксен по краям замещается эгирином.

Породы сиенитовой фазы имеют наибольшее распространение в массивах лединского комплекса рассматриваемой территории. Они представлены нефелиновыми и щелочными (слюдяными) сиенитами, занимающими в современном денудационном срезе около 60 % площади массива Гек и 92 % – массива Воин [51]. Сиениты имеют рвущие контакты и зону закалки с ийолитами. Макроскопически это породы светло-серого, серого цвета средне-, мелко-, иногда крупнозернистые. Щелочные сиениты доминируют над нефелиновыми; сложены они калинатровым полевым шпатом и биотитом. По первому часто развивается шахматный альбит, по второму – агрегат мусковита, хлорита, кальцита, рудной пыли. Эти сиениты, как правило, богаты цирконом и содержат идиоморфные зерна пироксена. В нефелиновых сиенитах отмечается появление нефелина (5–15 %), который обычно замещается канкринитом и минералами группы цеолитов, а также пироксенов (1–3 %) и микроклина.

Химические анализы рассмотренных пород представлены в таблице 3 (прил. 13). В большинстве своем они недосыщены кремнекислотой, отличаются высокой щелочностью и четко выраженной калиево-натриевой специализацией. Для пироксенитов, кроме того, характерна высокая титанистость. Ийолит-уртиты и пироксениты заметно обогащены фосфором.

Геохимическая специализация магматических пород лединского комплекса до недавнего времени основывалась на данных, полученных приближенно-количественным спектральным анализом. Проведенные в последние годы высокоточные определения содержаний малых и редких элементов, выполненные в лаборатории Геологической службы Канады (Оттава) мето-

дом ICP-MS для пироксенитов и мельтейгитов массива Поворотный (лист Р-53-XXXVI), показали, что по сравнению с литосферным кларком эти породы обогащены, иногда весьма резко, Rb, Zr, Cs, Gd, Ga, Y, Hf, Nb, La, многими лантаноидами (Ce, Dy, Eu, Nd, Pr, Sm), Ta, Th, V и недосыщены Co, Cr, Ni.

Продуктами гидротермально-метасоматической фазы, завершившей становление лединского комплекса, являются карбонатиты, развившиеся по ультраосновным и щелочным силикатным породам. В массиве Гек они занимают 39 % его площади, в виде редких жил установлены в массиве Воин и полностью слагают штокверковое тело Батрак. По минеральному составу, структурно-текстурным особенностям выделяются 4 типа карбонатитов, отвечающих стадиям их формирования [78, 89].

Карбонатиты первой стадии представлены слюдисто-пироксен-кальцитовыми карбонатитами, среди которых описаны следующие их разновидности: авгит-диопсид-кальцитовые, эгирин-диопсид-кальцитовые, эгирин-кальцитовые и биотит-кальцитовые (слюдяные). Они имеют сравнительно небольшое распространение и установлены в виде линзовидных или жильных тел (от 350×20 до 800×100 м) в массиве Гек и в северной части массива Воин. Для карбонатитов данной стадии наблюдается четкая зависимость их состава от состава исходных пород: авгит-диопсид-кальцитовые развиваются по ультрабазитам, эгирин-диопсид-кальцитовые – по ийолит-уртитам, эгирин-кальцитовые и биотит-кальцитовые – по сиенитам. Макроскопически это зеленовато-темно-серые, серые лейкократовые породы средне- и крупнозернистые, полосчатой текстуры. Главными породообразующими минералами в них являются кальцит, авгит-диопсид, эгирин-диопсид, эгирин, биотит, магнетит, апатит; второстепенными – пирит, пирротин, альбит, канкринит, сфен, гранат (шорломит, меланит). Редко отмечается пирохлор.

Карбонатиты второй стадии по составу диопсид-кальцитовые, эгирин-диопсид-кальцитовые, флогопит-кальцитовые. Они встречены в северной части массива Гек в виде двух линзовидных тел (100×25 и 50×15 м) и жил мощностью 2–10 м в массиве Воин, развивающихся по карбонатитам первой стадии и редко – ийолит-уртитам. Макроскопически это белые породы среднезернистые, до крупно- и гигантокристаллических, массивной текстуры. Сложены они, в основном, кальцитом (до 70–90 %), диопсидом, эгирин-диопсидом, флогопитом (5–10 %), апатитом (2–6 %), магнетитом; из аксессуарных отмечены циркон, сфен. Рудная минерализация представлена пирротином, титаномагнетитом (1–3 %), циркелитом, пирохлором (<2 %).

Карбонатиты третьей стадии развиваются по карбонатитам первой и второй стадий, имеют амфибол-кальцитовый состав и наибольшее распространение в массивах Гек и Воин. В первом они образуют крупное (2 100×(50–200) м) линзовидное тело вдоль восточного эндоконтакта, а также линзы меньших размеров (450×50 м; (120–170)×(15–20) м). В массиве Воин слагают тела мощностью 5–20 м. Это белые, розовато-белые крупно- и гигантозернистые породы с атакситовой структурой, состоящие из кальцита (60–90 %), щелочного амфибола синего цвета (3–10 %), зеленого крупночешуйчатого флогопита (5–15 %). Отмечены тремолит, эккерманит; из аксессуарных присутствуют апатит и циркон; рудные минералы представлены пирохлором, ильменитом, титаномагнетитом.

Карбонатиты четвертой стадии представлены эгирин-доломитовыми, доломитовыми, эгирин-доломит-анкеритовыми, анкерит-доломитовыми и анкеритовыми разновидностями. Они не обнаружены в массиве Воин, распространены в виде небольших линз и жил (от нескольких см до 20 м) в амфибол-кальцитовых карбонатитах массива Гек и слагают штокверкоподобное тело Батрак, расположенное над нескрытой интрузией ультраосновного щелочного состава [75]. Сам штокверк сложен анкеритовыми карбонатитами, образующими во вмещающих породах разноориентированные жилы, субпластовые тела, прожилковые зоны штокверкового типа. Мощность тел карбонатитов варьирует от нескольких сантиметров до 5–10 м, редко – 20–30 м. Породы имеют брекчиевидную, пятнистую атакситовую, иногда массивную текстуру, гранобластовую и порфиробластовую структуру. Сложены они анкеритом (50–60 %), доломитом (до 30 %), сидеритом (до 5 %), альбитом (3–15 %), калишпатом (3–10 %), кварцем (0–10 %), серицит-мусковитом (0–8 %), флюоритом (1–20 %), баритом и барит-целестином (0–15 %), апатитом (1–23 %), бастнезит-паризитом (1–3 %), монацитом (до 1 %), рутилом (1–5 %), гидроокислами железа, пиритом (до 2 %), магнетитом (до 3–5 %), лейкоксеном (<1 %), редкометалльными минералами (<1 %). В протоловках пород обнаружены анкилит, пирохлор, колумбит, эшинит.

Штокверк Батрак оконтуривается ореолом гидротермально-метасоматически измененных пород лабыстахской свиты шириной до 4–5 км и протяженностью до 8 км. Вмещающие отложения претерпели перекристаллизацию, доломитизацию, анкеритизацию. В ореоле выделяются доломит-анкеритовая, эгирин-доломит-анкеритовая и эгирин-доломит-анкеритовая с баритом, флюоритом, бастнезитом зоны. Первая из них наиболее удалена от штокверка, последняя обра-

зует его внешнюю часть. С карбонатитами, главным образом третьей и четвертой стадий, в районе связано редкометалльно-редкоземельное (тантал-ниобиевое, лантан-цериевое) оруденение.

Формирование карбонатитов заканчивается образованием маломощных прожилков, просечек и гнездообразных скоплений карбонатно-силикатного состава, которые накладываются на все интрузивные породы и карбонатиты. Они сложены, в основном, альбитом, эгирином, кварцем. Из рудных и акцессорных присутствуют гематит, флюорит, сфен, апатит, ортит, баритокальцит.

Изложенное показывает, что важнейшими чертами строения пород лединского комплекса являются: 1) размещение в виде отдельных, изолированных друг от друга тел грубоизометричной или овально-линзовидной формы, что сближает их с интрузиями центрального типа; 2) высокая щелочность магматических пород при их четко выраженной калиево-натриевой специализации; 3) широкое распространение постмагматических карбонатитов, развивающихся как по интрузивным образованиям, так и вмещающим породам надинтрузивной рамы.

Относительно времени формирования пород лединского комплекса имеются различные точки зрения. Большинство исследователей считает их девонскими, позднедевонскими, позднедевонско-раннекаменноугольными. Высказывались мнения об их раннепалеозойском, силурийском и длительном ордовикско-раннекаменноугольном развитии [7, 12, 40, 51, 82].

Имеющиеся геологические данные показывают, что самыми молодыми отложениями, прорванными породами лединского комплекса, являются терригенно-карбонатные образования саккырырской и лабыстахской свит. Причем в последней карбонатиты создают в надинтрузивных зонах широкие поля метасоматически измененных пород, не проникающие в несогласно залегающие отложения сетаньинской толщи, кулонской, гичинской свит и тасканской серии среднего ордовика+ордовика–силура. В последних проявлены редкие и маломощные секущие тела эпигенетических доломитов, но связаны они с формированием более молодого (позднедевонского) ультраосновного щелочного комплекса (левосахаринского). Отмеченная закономерность может определять, по нашему мнению, верхнюю возрастную границу лединского комплекса, связанную с завершением процессов карбонатитообразования. Нижняя граница устанавливается по факту прорывания интрузивными породами комплекса отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика. С учетом того, что ультраосновные щелочные с карбонатитами комплексы (центрального типа) развиваются, как правило, в эпохи предшествующего рифтогенезу сводообразования, возраст лединского комплекса может быть предсетаньинским или предкулонским, но, во всяком случае, среднеордовикским. Имеющиеся радиогеохронологические датировки сиенитов массива Воин (114, 145 млн лет) и карбонатитов массива Гек (119, 290 млн лет), выполненные К-Аг методом по валу (в одном случае по слюде), являются омоложенными [51]. Вместе с тем, радиоизотопные исследования пород массива Поворотный, проведенные современными методами (Rb-Sr, Sm-Nd) дают зачастую более древние цифры, чем девонские, и свидетельствуют, скорее, в пользу принятой в настоящей работе точке зрения. Так, в последние годы для пироксенитов была получена Sm-Nd методом изохрона по 4 точкам (порода, пироксен, апатит, сфен) с возрастом 487 ± 29 млн лет (лаборатория ИГЕМ, Москва). Это хорошо коррелируется с цифрой в 484 млн лет, полученной для тех же пироксенитов К-Аг методом по амфиболу [40], хотя ряд значений являются более древними (527–613 млн лет) и противоречат геологическим данным. Rb-Sr изохроны, выполненные для карбонатитов массива Поворотный, дают цифры 411 и 418 млн лет [40], что отвечает позднему силуру. Не исключая возможности существования значительного временного разрыва между образованием пород ультрамафитовой и щелочно-мафитовой фаз, с одной стороны, и сиенитовой и карбонатитовой фаз с другой, мы цифру, полученную по Sm-Nd изохроне, с учетом геологических данных, считаем более обоснованной. Таким образом, время формирования лединского комплекса (или его первой и второй фаз) ограничивается, скорее всего, интервалом времени в 460–480 млн лет.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Представлены суордахским долеритовым комплексом, петротип которого расположен в 5 км от северной границы района работ, по р. Белой напротив устья руч. Суордах. Комплекс был выделен при проведении ГДП-200 и подготовке ко второму изданию листа Р-53-XXIV.

Суордахский комплекс долеритовый ($\beta\text{O}_{2-3}\text{s}$) формируют силлы, иногда пологосекущие дайки, локализованные в отложениях нижней части венда (начарской, яланской, юкандинской свит). Они узкой полосой (1–2 км) прослеживаются от северной до южной рамки листа. Насчитывается от 2 до 5 тел, залегающих на разных стратиграфических уровнях. Мощность их варьирует от 2 до 15 м, достигая в раздувах 25–30 м, протяженность – до 15–20 км. Контакты с

вмещающими отложениями резкие, ровные. Карбонатные породы перекристаллизованы, иногда мраморизованы с образованием декоративных мраморов [69], терригенные – ороговикованы. Мощность зон контактового воздействия обычно не превышает 2–3 м.

Долериты сложены пироксеном (35–45 %), основным плагиоклазом (до 50 %), редко – кварцем (до 3 %), оливином, апатитом, ильменитом. Из аксессуарных присутствует циркон, сфен. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом. Химический состав и геохимическая характеристика долеритов приведены в таблице 4 (прил. 13), где использованы материалы не только по изученному району, но и территории петротипа (р. Белая). Они весьма заметно отличаются от долеритов позднего рифея и венда. Породам комплекса свойственны некоторая недосыщенность кремнекислотой, высокие содержания TiO_2 (2,89–3,96 %), P_2O_5 (до 1 %). По сумме щелочей они относятся к умереннощелочным разностям с калиево-натриевой специализацией. Для них характерны достаточно высокие и повышенные по сравнению с литосферным кларком концентрации Zr, Ba, Y, V, Nb, La и лантаноидов, а также Yb, Hf, Ta, что резко отличает их от рифейских, вендских долеритов и сближает с ультраосновными и щелочно-мафитовыми породами лединского комплекса (рис. 2).

Возраст долеритов суордахского комплекса, включаемых ранее в состав белореченского комплекса [7], считался одними исследователями раннепалеозойским (средне-позднекембрийским), другими – девонским. В последние годы из силла в петротипе была получена U-Pb методом по бадделеиту цифра в 445 млн лет (лаборатория Университета провинции Альберта, Эдмонтон, Канада), принятая нами за верхний возрастной предел формирования комплекса. Она отвечает примерно границе среднего и позднего ордовика и указывает на хронологическую близость, а также закономерную последовательность в возникновении лединского и суордахского комплексов. Последнее подтверждается их близкой геохимической специализацией.

ДЕВОНСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Распространены наиболее широко и приурочены, главным образом, к центральной части района, где слагают силлы, пологосекущие залежи, дайки и один небольшой штук. В западной части территории распространены только дайки.

Девонские интрузивные образования представлены сеттедабанским габбро-долеритовым и левосахаринским пикрит-сиенит-карбонатитовым комплексами.

Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый развит наиболее полно в центральной части листа, где сложен силлами, дайками долеритов и оливиновых долеритов. По особенностям состава, геохимической специализации, морфологии тел, приуроченности их к определенным частям стратиграфического разреза до некоторой степени условно выделяются образования двух фаз.

Первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$) сеттедабанского комплекса представлена силлами и пологосекущими залежами, которые размещены в Сетте-Дабанской зоне и локализуются на двух стратиграфических уровнях: в нижнем–среднем кембрии (суордахская толща, акринская и качелкуанская свиты) и в верхнем кембрии–нижнем ордовике (тисовская, бияльская, атырбахская свиты и нижняя часть саккырырской свиты). Мощность тел обычно невелика и варьирует от нескольких метров до 15–20 м, возрастая иногда до 30–40 м, протяженность – от первых километров до 40–50 км. Отчетливо проявляется тенденция к сокращению ареала развития силлов с севера на юг и с запада на восток, до практически полного их отсутствия на правобережье р. Аллах-Юнь (руч. Силур, Широкая, Паут). В северных районах (руч. Ялан, Суордах, Сетанья) они на обоих стратиграфических уровнях создают ансамбли из 5–10, иногда до 12–15 залежей, на юге (р. Сахара, Сахара-Акринское междуречье) количество их не превышает 2–5 залежей.

Вторая фаза (βD_3sd_2) комплекса представлена дайками, которые распространены как в западной, так и центральной частях территории. В последней они концентрируются в бассейне руч. Прав. Суордах, Аринда. Вмещающими здесь являются отложения нижнего и среднего ордовика (верхняя половина саккырырской свиты и лабыстахская свита). Дайки ориентированы близнормально к слоям, составляя с ними углы 70–90°, что подчеркивает доскладчатый характер интрузий. Простираются они в субдолготном направлении 5–12 км при мощности до 12–15 м, образуя раскрывающийся на север веер. Редкие дайки аналогичного строения отмечены в бассейне р. Лев. Сахара (руч. Габбро), где интродуцируют отложения лабыстахской свиты и тасканской серии. На западе района дайки второй фазы сеттедабанского комплекса залегают среди рифейских и вендских образований. Это крутопадающие (70–90°) плитообразные тела мощностью до 15–20 м, ориентированные в субмеридиональном направлении (на северо-восток 10–25°). Протяженность некоторых из них превышает 22 км. Они рассекают и смещают субши-

ротные дайки горбинского комплекса.

Контакты интрузивных тел обеих фаз с вмещающими породами четкие, ровные, иногда извилистые и волнистые. Ширина контактовых ореолов зависит от мощности тел, состава вмещающих отложений и меняется от 1-1,5 м до 5-8 м. Процессы перекристаллизации, доломитизации, хлоритизации, актинолитизации, серицитизации, ожелезнения, окварцевания, иногда амфиболитизации и пиритизации приводят к образованию мраморов, мраморизованных карбонатных пород, карбонатно-серицит-хлоритовых сланцев, ожелезненных, прокварцованных, иногда лейкоксенизированных и серпентинизированных доломитов и известняков.

Долериты, оливиновые долериты слагают как силлы, так и дайки. Это зеленые и темно-зеленые мелко- и среднекристаллические породы, состоящие, главным образом, из основного (лабрадор) или среднего (андезин) плагиоклаза (40–60 %), моноклинного пироксена (авгит, титаноавгит, диопсид-геденбергит, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, до 50 %) с подчиненным количеством оливина (0–12 %), кварца, калиевого полевого шпата, иногда биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рутилом, ортитом, лейкоксеном; из рудных присутствуют пирит, пирротин, ильменит, титаномагнетит. Структура пород офитовая с элементами пойкилоофитовой, редко – порфириовидная, обусловленная наличием гломеропорфировых вкрапленников плагиоклаза. Долериты зачастую довольно сильно изменены, пропилитизированы, иногда превращены в эйситы. В результате процессов аутометасоматоза и метасоматоза по плагиоклазу развиваются агрегаты соссюрита, пироксен замещается хлоритом, эпидотом, амфиболом, идет разложение оливина с образованием илдингита, хлорита, карбоната; ильменит и титаномагнетит лейкоксенизируются. Пропилитизация приводит к формированию ильменит-хлорит-карбонат-альбитовых метасоматитов с реликтами офитовой структуры. Эйситы образуют среди долеритов тела неправильной формы бурого или буро-серого цвета, состоящие из перекристаллизованного альбита, анкерита, кварца, серицита с примесью апатита, рутила, монацита. Наибольшим вторичным преобразованием подверглись силлы и дайки в центральной части района; на некоторых участках они превращены в аподолеритовые сланцы или амфиболиты. На западе территории дайки изменены гораздо слабее, сохраняя нередко достаточно свежий облик.

Химический состав и геохимическая характеристика долеритов первой и второй фаз комплекса приведены в таблицах 5, 6 (прил. 13), где для представительности учтены аналитические данные по району бассейна р. Белой, непосредственно примыкающего к северной границе изученной территории. Достаточно заметные различия устанавливаются для долеритов первой фазы, размещенных среди ниже-среднекембрийских и верхнекембрийских–нижнеордовикских отложений (табл. 5, прил. 13). При общем для них в целом 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 обоих 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. Исключение составляют Pb, Ba, Cr, Ni, иногда Sr, Rb (недосыщенные), а также Y, V, Eu, Yb и Hf (пересыщенные). Долериты второй фазы (табл. 6, прил. 13) по своим петрохимическим данным похожи на долериты силлов «нижнего» стратиграфического 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).

Имеющиеся геологические и радиоизотопные датировки пород сеттедабанского комплекса недостаточны для определения времени их формирования. Последние дают большой разброс цифр (десятки, иногда свыше 100 млн лет для одного и того же тела) и выполнены, главным образом, K-Ar методом по валу, что не отвечает современным требованиям проведения радиогеохронологических исследований. Большинство исследователей предполагается генетическая связь рассматриваемых образований с девонскими умереннощелочными базальтами, развитыми как на изученной территории, так и наиболее широко к северу от нее (бассейн р. Вост. Хандыга), где установлены вулканиты эмс-живетского, франского, фаменского и раннекаменноугольного возрастов. Геохимическая характеристика девонских базальтов еще далеко недостаточна, но имеющие данные показывают, что по ряду параметров (отношению La/Nb, La/Zr, Nb/Zr и других) намечается достаточно четко разделение эмс-живетских, франских вулканитов с одной стороны, и фаменских – с другой (рис. 2, 3). Аналогичные различия устанавливаются при сравнении распределения содержаний нормализованных к хондриту редкоземельных элементов (рис. 4).

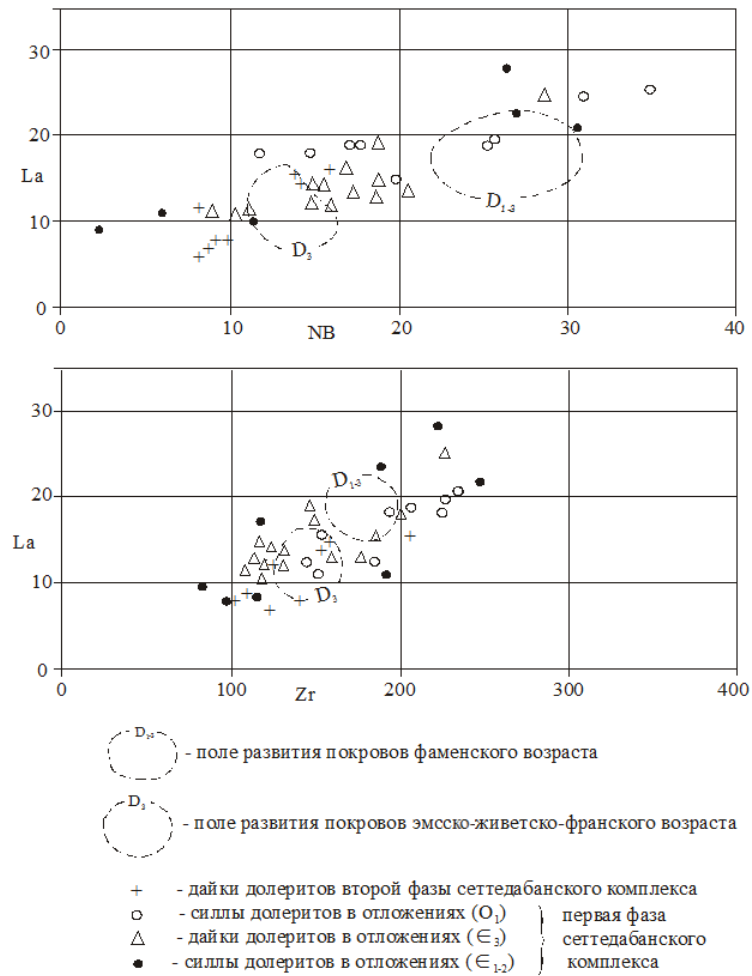


Рис. 3. Распределение силлов и даек долеритов сеттедабанского комплекса на диаграммах La–Nb и La–Zr.

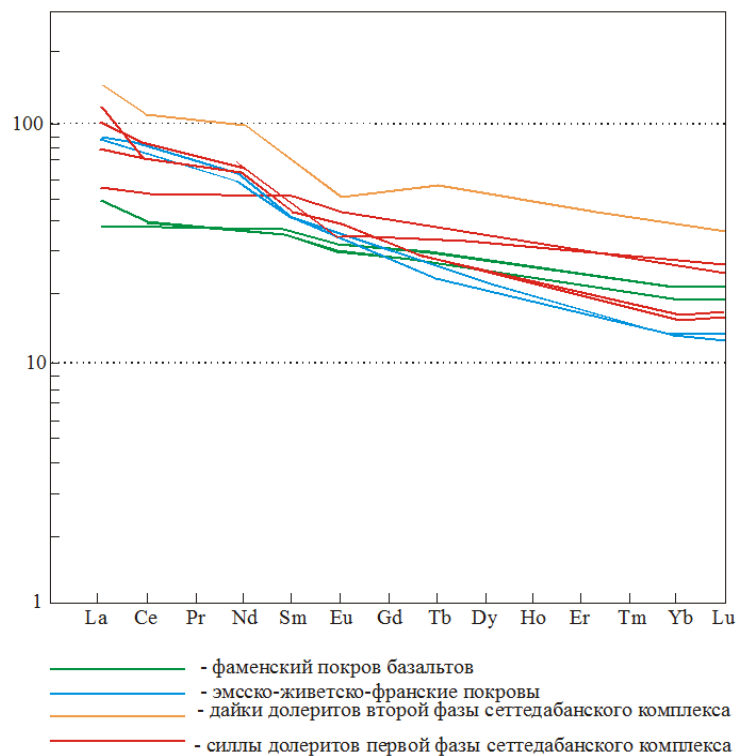


Рис. 4. Диаграмма содержания нормализованных к хондриту редкоземельных элементов в девонских покровых и интрузивных телах сеттедабанского комплекса.

Анализ отношений наиболее коррелятивных элементов (La/Nb, La/Zr) и формы кривых распределения РЗЭ в девонских покровах 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 живетско-франским покровам. Правда, форма кривой одного силла 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 существенно разновозрастные образования, в том числе более древние, чем девонские.

Левосахаринский комплекс пикрит-сиенит-карбонатитовый в виде маломощных силлов, небольших штоков, кольцевых и трещинных тел эруптивных брекчий прослеживается линейной полосой шириной 4–5 км с юга на север через всю территорию листа от бассейна р. Сахара до руч. Сетанья. Насыщенность вмещающих осадочных образований телами комплекса наибольшая в бассейне р. Лев. Сахара (руч. Габбро, Батрак, Шумный, Розовый), где отмечены практически все слагающие его породы. На левобережье р. Сахара и на междуречье рр. Правый Суордах–Сетанья отмечены лишь редкие дайки и силлы метапикритов.

Формирование левосахаринского комплекса происходило в три основные фазы: ультрамафитовую, щелочно-сиенитовую и карбонатитовую. Последняя фаза отражает гидротермально-метасоматический этап развития комплекса.

Первая фаза левосахаринского комплекса представлена метапикритами ($T\omega D_3 I s_1$), слагающими маломощные (0,2–4 м) и непротяженные (несколько сотен метров) силлы и дайки в отложениях кембрия, нижнего и среднего ордовика (до лабыстахской свиты включительно). Это зеленые, зелено-серые и буровато-зеленые породы, интенсивно тектонизированные и превращенные процессами метасоматоза в лейкоксенизированные слюдисто-карбонатные образования с теньевыми реликтами первичного строения и состава [75]. Они состоят на 50–90 % из карбоната (доломита, анкерита, железистого кальцита, кальцита), хлорита, сфен-лейкоксоновых агрегатов, серпентина и талька, часто с пакетами метасоматических слюд. Для метапикритов характерно порфириновидное или порфириновое строение с неполнокристаллической, гипокристаллической, витрофировой основной массой, иногда со следами флюидалности. По характерным формам, теньевым реликтовым структурам, вторичным изменениям и сохранившимся элементам первичного состава устанавливается, что вкрапленники были сложены, главным образом, оливином и клинопироксеном двух генераций, менее – биотитом, титанистой роговой обманкой, нефелином, лейцитом, содалит-гаюином, мелилитом. Акцессорным является апатит (до 3,8 %), из рудных встречены титаномагнетит, магнетит, ильменит, часто разложенные в сфен-лейкоксоновый агрегат. В тяжелой фракции протокошек установлены пирит, арсенопирит, магнетит, моноклинный пироксен, гранат (альмандин, пироп-альмандин), хромшпинелиды (с содержанием Cr_2O_3 – до 48–50 %), висмутсодержащее высокопробное золото (Au – 90,8 %, Ag – 7,5 %, Cu – 1,6 %, Bi – 0,4 %), гематит, турмалин, циркон, рутил, биотит, корунд, лейкоксен, апатит.

Химический и микроэлементный состав метапикритов представлен в таблицах 7, 8 (прил. 13). Его характеризуют высокая титанистость, обогащенность фосфором и крайне неравномерное распределение щелочей, что связано с выносом их в процессе метасоматоза. Наличие в метапикритах опациitized первичного биотита (до 5–30 %) соответствует содержанию в породе K_2O – от 0,5 до 3,3 %. Это свидетельствует о калиевой специализации пород. Геохимически метапикриты, по сравнению с литосферным кларком для ультрабазитов, недосыщены Be, Co, Cr, Ni, в норме содержат Sc, Ho, Lu, Tb, Tm, Yb, Cs и резко (иногда в десятки и сотни раз) обогащены Ba, Sr, V, Zr, Nb, La, и некоторыми лантаноидами (Ce, Dy, Eu, Nd, Pr, Sm), Gd, Y, Ga, Hf, Rb, Ta, Th, U. Последнее, а также высокие концентрации TiO_2 , P_2O_5 , калиевый характер пород сближает их с лампроитами Западной Австралии [15], что указывает на необходимость их дальнейшего изучения при оценке потенциальных перспектив алмазности Сетте-Дабана.

Возраст рассматриваемых образований определяется на основании сходства химического, минералогического составов и близкой геохимической специализации со щелочными пикритами, залегающими в вулканогенно-осадочной пачке накалинской свиты (фаменский ярус), а в одном из штоков щелочных сиенит-порфиринов второй фазы комплекса (бассейн руч. Габбро, Батрак) обнаружены обломки серицитизированных и карбонатизированных метапикритов [75].

Вторая фаза левосахаринского комплекса представлена щелочными сиенитами, щелочными сиенит-порфирами, образующими штоки, дайки, а также мелкие диатремы и тела трещин-

ного типа, выполненные эруптивными брекчиями сиенитов ($\xi D_3 l s_2$).

Штоки установлены в бассейне р. Лев. Сахара (руч. Габбро), где их вмещают карбонатные породы тасканской серии ордовика–силура, розовской и левосахаринской свит девона. Наиболее крупным из них является шток Трубка (200×250 м), интрузирующий отложения франского яруса. Дайки ориентируются в субмеридиональном направлении, имеют мощность от 0,2–2 до 5–9 м и протяженность до 300–500 м. Иногда они трассируются трещинными телами эруптивных брекчий. Диатремы (трубки взрыва) имеют весьма малые размеры (2–20 м), изометричную или овальную в плане форму. Как и штоки сиенитов они локализуются преимущественно в отложениях тасканской серии.

Щелочные сиениты и сиенит-порфиры представляют собой светло-серые, зеленовато-серые мелко-, среднезернистые порфировые породы, главными породообразующими минералами которых является калиевый полевой шпат (ортоклаз, ортоклаз-пертит, реже – микроклин). Ему резко подчинены альбит-олигоклаз, андезин; в очень небольших объемах присутствуют фельдшпатоиды (реликты и псевдоморфозы лейцита, нефелина, канкринита), биотит, диопсид, амфибол, оливин. Из рудных и аксессуарных встречены магнетит, ильменит, рутил, сфен, анатаз, апатит, циркон, монацит, ортит, перовскит, редкоземельные карбонаты. Вариации минерального состава сиенитов определяют разнообразие их видов (мелафонолитов, нефелиновых сиенит-порфиров, лейцитовых фонолитов, полевошпатовых сиенит-порфиров и других), которые могут встречаться в одном теле. Эруптивные брекчии состоят из обломков сиенитов, вмещающих доломитов и сцементированы агрегатом альбит-калишпат-анкеритового состава.

По химическому составу щелочные сиениты и сиенит-порфиры несколько недосыщены кремнекислотой и характеризуются резко выраженной калиевой специализацией (табл. 9, прил. 13). По сравнению с литосферным кларком для сиенитов они содержат повышенные концентрации Rb, Zr, Y, Cr, Co, Ni, V, Nb. В эруптивных брекчиях по сравнению с сиенитами сокращаются значения Rb, Zr и возрастают – Cr, Co, Ni и V. Минеральный состав тяжелой фракции брекчий довольно прост и образован практически полностью лимонитом, пиритом, апатитом и цирконом, при весьма незначительном присутствии магнетита, граната, гематита, рутила, хлорита, малахита и биотита.

Породы *третьей фазы* имеют крайне ограниченное распространение. Они установлены в бассейне руч. Шумный (левый приток р. Лев. Сахара), где представлены штокверкообразным телом серых, зеленовато-серых, зеленых слюдистых карбонатитов, развившихся, вероятно, по сиенитовой эруптивной брекчии. Размеры его не превышают 30–35 м.

Химический состав и геохимическая характеристика карбонатитов приведены в таблице 13 (прил. 13). По сравнению с эруптивными брекчиями их карбонатизированные разности содержат более высокие концентрации Nb (до 690 г/т), Sr и заметно обеднены Rb. Кроме того, они содержат (в г/т): Ce – 520, Dy – 14, Er – 4,9, Eu – 9,5, Gd – 24, Ho – 2,2, La – 330, Lu – 0,52, Nd – 220, Pr – 63, Sm – 35, Tb – 3,1, Tm – 0,64, Y – 63, Yb – 3,5, Cs – 2,3, Ga – 12, Hf – 4,6, In – 0,07, Mo – 2,2, Ta – 9,7, Th – 23, Tl – 0,2, U – 6,7. В тяжелой фракции протолок резко преобладают магнетит (до 64 %), ортит (до 15 %), циркон (3,6 %), пирит (8 %), апатит (4 %). В единичных и редких знаках отмечены перовскит, барит, лейкоксен, сфен, гематит, гранат.

Несмотря на незначительный объем выявленных тел карбонатитов левосахаринского комплекса, процессы карбонатитового метасоматоза имели достаточно широкое распространение. Они проявились в наложенной на сиениты редкометалльной минерализации и в возникновении вторичных доломитов, приуроченных к отложениям розовской, левосахаринской, широкинской свит девона и к контактам сиенитовых тел. При этом в измененных породах увеличивается содержание ниобия, а в искусственной протолочке из сиенитов штока Трубка выделены знаки колумбита, ксенотима, редкоземельного паризита [75].

Таким образом, основными особенностями, характеризующими рассматриваемый комплекс являются: 1) преобладающая форма тел в виде маломощных даек, силлов, небольших штоков и трубок взрыва; 2) отсутствие щелочно-мафитовой фазы; 3) отчетливая, иногда резко выраженная калиевая специализация слагающих комплекс образований.

С учетом того, что породы второй фазы левосахаринского комплекса отмечены в породах девона (до франского яруса включительно), а процессы карбонатитового метасоматоза затрагивают вулканогенно-осадочные образования основания накалинской свиты, возраст комплекса принимается позднедевонским.

МЕЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Распространены весьма ограничено вблизи восточной границы изученной территории (бассейн р. Аллах-Юнь) и отнесены к уэляхскому и огонекскому комплексам.

Уэмляхский комплекс гранит-гранодиоритовый обнажается на юго-востоке района между руч. Сред. и Ниж. Сулаки (левобережье р. Аллах-Юнь). Он представлен гранодиоритами *первой фазы* ($\gamma\delta K_1 u_1$), слагающими шток овальной формы размером 60×100 м.

Гранодиориты состоят из плагиоклаза (олигоклаз, олигоклаз-андезин) – 65 %, калинатового полевого шпата – 10 %, кварца – 10 %, биотита и мусковита – 10 % [83]. Акцессорными минералами являются апатит и рутил. Породы среднекристаллические, массивные с гипидиоморфнозернистой структурой. Вторичные изменения выражены слабой хлоритизацией, пелитизацией, развитием карбоната, серицита и бурых гидроокислов железа.

Гранодиориты прорывают и метаморфизуют отложения среднего–верхнего карбона (экачанская свита). Развивающиеся в экзоконтакте штока роговики по алевролитам имеют сланцеватую и очковую текстуру, а по песчаникам – однородно массивную.

В геофизических полях породы штока практически не отражены.

Формирование рассматриваемых образований, вероятно, синхронно расположенному восточнее Уэмляхскому массиву, становление которого, судя по многочисленным радиоизотопным датировкам (K-Ar) по валу и минералам, происходило, в основном, в раннемеловое время [14].

Огонекский комплекс лампрофировый представлен единичными дайками лампрофиров среднего состава (керсантиты, спессартиты) ($\chi K_2 O$), выявленными в правых притоках р. Аллах-Юнь (руч. Оночалах, Хотун, Хочулукал). Они пересекают отложения среднего, верхнего карбона и нижней перми. Это маломощные (0,1–1 м) и непротяженные (до 200 м) крутопадающие (70–85°) тела, ориентированные в северо-западном направлении. Цвет пород зеленовато-серый, сложение массивное. Керсантиты имеют таблитчато-зернистую структуру и состоят из лейст биотита, погруженных в агрегат из мелкочешуйчатого серицита, альбита, карбоната, лейкоксена. Пироксен замещен хлоритом и карбонатом; рудные минералы представлены пиритом и тонкими иголочками сагенита [83].

Спессартиты характеризуются порфировой структурой с микропризматическизернистой основной массой. Порфиновые выделения сложены сильно разложенными зернами цветного минерала и кварца. Основная масса состоит из идиоморфных зерен роговой обманки, погруженных в измененный плагиоклаз. Акцессории представлены апатитом, сфеном, рудные – пиритом. Из вторичных минералов развиты серицит, хлорит, карбонат, лейкоксен. Вмещающие лампрофиры терригенные породы ороговикованы на мощность в несколько сантиметров.

Возраст огонекского комплекса определяется как позднемеловой на основании имеющихся к востоку от изученной территории радиогеохронологических датировок (K-Ar метод), большинство которых указывают цифры в 75–85 млн лет [65]. Кроме того, в дайках лампрофиров отмечены ксенолиты гранитоидов уэмляхского комплекса [14].

Представленный материал позволяет наметить следующие основные закономерности и особенности строения развитых на изученной территории магматических образований:

1. Резко доминируют мафические и щелочные ультрамафические с карбонатитами комплексы, формирование которых охватывает огромный интервал времени от начала позднего рифея до конца девона.

2. Устанавливается отчетливая временная взаимосвязь и территориальная разобщенность мафических комплексов, с одной стороны, и щелочно-ультрамафических с карбонатитами – с другой. Площадь преобладающего развития последних несколько смещена к востоку от районов максимальной концентрации мафических образований, что определялось, скорее всего, различием их палеоструктурных обстановок формирования.

3. Отмечается закономерная смена в мафических комплексах с запада на восток, от Кыллахской зоны к центральной части Сетте-Дабанской зоны, образований с калиево-натриевой специализацией породами натрового типа, что особенно четко проявилось для силлов первой фазы сеттедабанского комплекса. Это связано, по всей вероятности, либо с различными палеогеодинамическими обстановками в данных районах, либо с эволюцией во времени магматического очага.

4. Основное по масштабам редкометалльно-редкоземельное оруденение приурочено к лединскому комплексу, имеющему калиево-натриевую специализацию. Время формирования калиевого левосахаринского комплекса хорошо коррелируется с проявлением на Сибирской платформе важнейшей в продуктивном отношении эпохи кимберлитобразования. Это указывает на потенциальную возможность возникновения в Сетте-Дабане нетрадиционных коренных источников алмазов (лампроитов, туффизитов уральского типа).

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория входит в состав Верхояно-Колымской складчатой системы, основной структурный план которой был окончательно 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 [41, 83].

Каждой из трех перечисленных структур, наряду с общими чертами, свойственны определенный деформационный стиль, различный набор осадочных и магматических 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 вееров.

Гравитационное поле района характеризуется субмеридиональной ориентировкой изоаномал, совпадающей, в целом, с направлением структур, общей тенденцией уменьшения его среднего уровня с запада на восток, мозаикой локальных аномалий различного простиранья. Уменьшение значений поля вблизи границ зон происходит скачкообразно, что на схеме гравитационных аномалий отражается сгущением изоаномал. Наиболее высокий средний уровень значений отвечает Кыллахской зоне, наименьший – Южно-Верхоянскому синклинорию. Сетте-Дабанская зона по характеристикам среднего уровня занимает промежуточное положение.

В аномальном магнитном поле исследованный район распадается на две части – западную и восточную. Западную часть характеризуют положительные значения $(\Delta T)_a$ и достигают 180–200 нТл. На этом фоне выделяются отдельные аномалии амплитудой от 10–30 до 60–80 нТл, имеющие изометричную или овальную форму и группирующиеся в зоны северо-восточного простиранья. Восточную часть листа отличает резко изрезанный характер поля с положительными и отрицательными аномалиями, вытянутыми в меридиональном или субмеридиональном направлениях. Большинство из них располагается на юго-востоке территории; на север их количество и амплитуды заметно сокращаются.

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

КЫЛЛАХСКАЯ ЗОНА ПЕРЕХОДНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Расположена в западной части рассматриваемой территории и отделена от Сетте-Дабанской зоны Крайней и Левоакринской зонами субпослойных надвигов. Ее современный структурный план относительно прост. Основу его составляет *Горностахская антиклиналь*, представленная в рамках изученного района своим сводом, восточным крылом и южным периклинальным замыканием. Это брахиформная складка с широким, пологим сводом и достаточно крутым (30–50°) восточным крылом. В присводовой части западного крыла углы залегания слоев, как и на южной периклинали, не превышают 10–15°, редко – до 20°. Ядро антиклинали осложнено меридиональным сбросом, по которому висячее восточное крыло опущено на 100–250 м. [69]. Восточное крыло построено сложнее, особенно вблизи южного замыкания. Здесь прослеживается зона взбросов и надвигов северо-восточной ориентировки шириной до 3–5 км. В ее центральной части в линзовидном блоке, ограниченном разломами, отмечена запрокинутая к западу антиклиналь. Сместители разломов падают на восток; амплитуды перемещения по ним составляют сотни метров. Разрывы, как и сопряженные с ними складки, деформируют отложения среднего и верхнего рифея, не затрагивая вышележащие вендские образования.

На юго-западе листа Кыллахская зона представлена фрагментом (присводовой частью и

восточным крылом) *Акринской антиклинали*. От Горностахской антиклинали она отделена системой взбросов и надвигов. Углы падения слоев на восточном крыле антиклинали варьируют в пределах 25–35°.

В строении Кыллахской зоны на территории листа принимают участие следующие структурные этажи, рассматриваемые как структурно-вещественные выражения тектономагматических 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, маркирующих геодинамические палеообстановки в их определенной последовательности – от рифтогенных, пассивноокраинных до коллизионных. Принимается во внимание и временной фактор (длительность формирования этажа). Структурные этажи подразделяются на подэтажи, формировавшиеся в течение стадий тектономагматического цикла (рифтогенной, пассивноокраинной или океанической, активной окраины, коллизионной). На рассматриваемой территории установлены только рифтогенные, пассивноокраинные и коллизионные подэтажи.

Нижнерифейский структурный этаж обнажается в ядре Горностахской антиклинали и представлен пассивноокраинными (шельфовыми) формациями: алевролит-аргиллитовой углеродистой внизу (пионерская свита) и терригенно-карбонатной (доломитовой) сверху (трехгорная и димская свиты). Его нижняя граница не обнажена, верхняя определяется предсреднерифейским структурным (угловым и азимутальным) несогласием. Разница в углах падения и простирания слоев в нижнерифейском и вышележащем этажах достигает 15–25°, при этом величина несогласия и его амплитуда растут на восток. В границах листа нижнерифейский структурный план представлен моноклиналию с западным падением слоев, а с учетом данных по северным районам (лист Р-53-XXIV) к концу раннего рифея была сформирована пологоскладчатая структура, ориентированная в северо-северо-восточном направлении, под углом в 10–15° к современной оси Горностахской антиклинали. Можно предполагать присутствие в рассматриваемом этаже тел ультрабазитов, на что указывает наличие в основании базальных горизонтов среднего рифея горизонта с хромитами, хромшпинелидами. Видимая мощность нижнерифейского этажа около 1 000 м.

Средне-верхнерифейский структурный этаж развит в современном эрозионном срезе наиболее широко, слагая ядро и большую часть восточного крыла Горностахской антиклинали. Он подразделяется на пассивноокраинный и коллизионный подэтажи. В строении первого выделяются два структурных яруса, разделенных региональным стратиграфическим несогласием в подошве бикской свиты среднего рифея. Нижний ярус отвечает времени формирования аимчанской 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 мелководноморской зоне шельфа. Мощность яруса составляет 700–1 000 м.

Верхний структурный ярус объединяет отложения майской серии среднего рифея и образует трансгрессивный ряд формаций, состоящий из двух последовательно сменяющихся в разрезе структурно-вещественных комплексов определенных геодинамических обстановок (геодинамические комплексы по Г. С. Гусеву): дельтового и шельфового (карбонатной платформы). Дельтовый комплекс представлен песчаниково-алевролитовой пестроцветной формацией (бикская и мускельская 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 750–900 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 представлен трансгрессивно построенными циклитами более высокого ранга, отвечающими некоторым свитам (вильская, эльдиканская, саларская) или их частям. Между ними нередки локальные размывы.

Выделение коллизионного подэтажа в определенной мере условно. Оно основано на резкой смене, по сравнению с нижележащими образованиями, структурно-вещественных характеристик и общем положении в разрезе структурного этажа, завершающем эволюционный (верти-

кальный) формационный ряд последнего. Отложения подэтажа 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, состоящей из рециклически построенных пачек разного масштаба и ранга. В рамках исследованной территории комплекс развит на южной периклинали Горностахской антиклинали и в Акринской антиклинали, где мощность его достигает 1 000–1 100 м. На большей части восточного крыла Горностахской антиклинали он отсутствует.

Общая мощность средне-верхнерифейского этажа составляет 4,5–5 км. Длительность его формирования – 350–400 млн лет.

Верхнерифейский (байкальский) структурный этаж развит на территории листа ограничено; он установлен на южном замыкании Горностахской антиклинали и в Акринской антиклинали, на остальных участках уничтожен предвендским размывом. Предвендское несогласие, ограничивающее байкальский этаж сверху, имеет характер структурного, что особенно наглядно проявлено на восточном крыле и юго-восточной периклинали Горностахской антиклинали. Здесь вендские слои «запечатывают» сложную (складчато-надвиговую) структуру в средне-верхнерифейских образованиях и имеют с последними резкие различия в углах залегания и ориентировки слоев, составляющими 25–40°, иногда до 70–90°.

Байкальский этаж состоит из двух структурных подэтажей, разделенных поверхностью стратиграфического (географического) несогласия в основании джоронской свиты. Нижний подэтаж представлен рифтогенным геодинамическим комплексом, включающим на территории листа отложения малосахаринской свиты. Рифтогенная природа последних устанавливается с учетом материалов по соседним площадям, где к малосахаринской и подстилающей ее рябиновской свитами (лист Р-53-XXXVI) приурочены многочисленные покровы базальтов натриевого типа [85]. В рассматриваемом районе этим базальтам синхронна базальт-долеритовая формация, представленная силлами и дайками долеритов улаханбамского комплекса, сконцентрированными в породах подстилающего структурного этажа. Осадочная компонента рифтогенного комплекса представлена 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 400–550 м.

Верхний структурный подэтаж имеет пассивноокраинное происхождение и представлен преимущественно сероцветной песчаниково-алевролитовой формацией шельфового облика (джоронская и дальындинская свиты), образованной ритмично переслаивающимися кварцевыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Формацию отличает четко выраженный трансгрессивный тип строения с преобладанием псаммитовых разностей внизу и глинисто-алевролитовых вверху. Мощность яруса в пределах листа варьирует от нулевых значений до 200–250 м, возрастая на соседних территориях в несколько раз.

Общая мощность байкальского этажа до 700–800 м. Время его формирования отвечает интервалу от 950–1 000 до 600–650 млн лет.

Структурный план байкальского этажа на территории листа достаточно сложный. Наряду со слабо дислоцированными участками проявлена полноскладчатая структура, осложненная взбросами и надвигами с падением сместителей на восток. В этом же направлении отчетливо нарастает интенсивность деформаций.

Вендско-нижнепалеозойский (каледонский) структурный этаж развит узкой полосой (до 2–3 км) на сочленении Кыллахской и Сетте-Дабанской зон и представлен своей нижней частью, при формировании которой доминирующую роль играли процессы рифтогенеза. В сформированных под их воздействием подразделениях выделяется два геодинамических комплекса: собственно рифтогенный и сложного строения, в который объединены образования рифтогенного типа и специфической карбонатной платформы, развивавшейся в условиях вялотекущего рифтогенеза. Комплекс пассивной континентальной окраины играет незначительную роль.

Собственно рифтогенному комплексу отвечает начарская свита, образующая пестроцветную алевролит-песчаниковую формацию (0–200 м). Она распространена локально и имеет типично грабеновый характер, маркируя «грабеновые фации» континентальных рифтов. На прилегающей к Кыллахской зоне части Сибирской платформы этому комплексу предшествовало или было ему синхронно возникновение интрузий центрального типа щелочных ультраосновных

пород с карбонатитами (Ингилийский массив).

Геодинамический комплекс сложного происхождения отделен от собственно рифтогенного скрытым перерывом и сложен карбонатной (яланская, малская, токурская, юкандинская свиты), габбро-долеритовой (дайки горбинского комплекса) и карбонатно-терригенной (сытыгинская, сарданинская свиты) формациями, суммарной мощностью до 900 м. Карбонатные породы содержат продукты эксгалационнo-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 платформ, развивающихся в условиях пассивной континентальной окраины. Комплексы такого сложного происхождения, как рассматриваемый, А. Д. Щеглов [39] связывал с развитием процессов синхронного рифтогенеза, придавая им важную металлогеническую роль.

Шельфовый комплекс пассивной континентальной окраины (пассивноокраинный подэтаж) включает отложения пестроцветной и иниканской свит нижнего и среднего (амгинский ярус) кембрия, развитые на Сахара–Акринском междуречье. Он представлен темноцветной кремнисто-карбонатно-аргиллитовой формацией доманикоидного типа (до 200 м), содержащей в нижней части желваковые фосфориты. Специфический состав формации, темноцветность пород, небольшая мощность при значительном временном интервале формирования свидетельствуют о ее конденсированном строении, развитии в условиях резкого дефицита поступления в бассейн обломочного материала и относительной глубоководности. В современных геодинамических обстановках перечисленным характеристикам ближе всего отвечают условия глубоко погруженного шельфа, выделяемые как краевые плато (например, краевое плато Блейк на атлантическом шельфе пассивной окраины Северо-Американского континента).

Перечисленные 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.

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 24–25 км на севере, до 36–37 км – на юге. В современном эрозионном срезе она сложена ниже- и среднепалеозойскими образованиями, собранными в разномасштабные складки преимущественно линейного типа с многочисленными субпослойными надвигами, взбросами, надвигами и взбросо-сдвигами. Эти структуры определяют весьма сложный складчато-надвиговый стиль строения зоны. Осевые поверхности складок и плоскости сместителей разломов образуют расходящийся вверх веер, маркируя центральную (осевую) часть зоны. Границы зоны имеют тектонический характер и на западе совпадают с Окраинной и Левосахаринской зонами надвигов, а на востоке – с Сахаринским, Восточно-Сетте-Дабанским и Аллах-Юньским надвигами.

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, выколаживаются, 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) вблизи границы кембрия и ордовика (вдоль границы биляхской и атырбахской свит), в основании тасканской серии по пластичным слоям гичинской свиты, а также в девоне, приурочиваясь, в основном, к многочисленным здесь поверхностям перерывов и несогласий. Совместно с разрывными нарушениями других морфологических типов они создают сложный, линзовидно-чешуйчатый стиль строения

Сетте-Дабанской зоны.

В современной структуре зоны с запада на восток выделяется несколько подзон, различающихся особенностями складчатой и разрывной структуры, характером и возрастом развитых в них формаций: Улахская, Хотунская, Лабаз-Войская, Сетаньинская и Курунгская.

УЛАХСКАЯ ПОДЗОНА

Улахская подзона ограничена с запада Украинным и Левоакринским субпослойными надвигами, а с востока – Бурхалинским взбросо-сдвигом. Ее клиновидная в плане северо-западная часть, расположенная между вышеупомянутыми надвигами, имеет переходный от Кыллахской зоны стиль строения и отделяется от последней достаточно условно. В строении ее принимают участие, главным образом, вендские, в меньшей степени – нижнекембрийские отложения, образующие сложно построенный геодинамический комплекс карбонатной платформы рифтогенного типа и нижнекембрийский шельфовый комплекс. В современном структурном плане это моноклиналь с восточным падением слоев, осложненная мелкими складками и послойными срывами вблизи Украинного и Левоакринского надвигов.

Расположенная восточнее Левоакринского надвига большая часть Улахской подзоны сложена кембрийскими отложениями, входящими в Томпо-Юдомский район. Ширина ее составляет 8–12 км. В целом, подзона имеет прогнутый, синклиналеобразный асимметричный облик с более широким и пологим западным крылом. Основу подзоны образует *Сахаринская синклиналь*, в мульде которой залегают отложения биляхской свиты верхнего кембрия. Ряд синклиналей второго порядка осложняют ее крылья и, 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 70°. Иногда отмечаются зоны мелких хаотических складок. Породы интенсивно раскливажированы; преобладает кливаж осевой поверхности, ориентированный согласно с простираем осей складок. Падения кливажа восточные под углом 60–70°. Широко проявлены будинаж-структуры, создающие иногда псевдоконгломератовый облик пород.

Сопряженные с синклиналями второго порядка антиклинали отсутствуют или резко редуцированы, а на их месте развиваются взбросы. Последние определяют стиль разрывной тектоники подзоны, формируя ее линзовидно-чешуйчатый облик. По всей вероятности, они имеют литрический 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 обычно нескольких сот метров. В целом, структуры Улахской подзоны образуют надвиговую систему, состоящую из передового чешуйчатого вее-ра [24].

Кембрийские отложения, слагающие подзону, являются принадлежностью пассивноукраинского подэтажа **каледонского (вендско-нижнепалеозойского) структурного этажа** и состоят из двух геодинамических комплексов: подножья и нерасчлененного континентального склона и подножья. Комплекс подножья представлен кремнисто-алевролитовой (черносланцевой) формацией (акринская свита), вскрытой в северной части подзоны, вблизи шва Левоакринского надвига. Подошва ее не обнажена, породы формации интенсивно тектонизированы, расчешуены, вследствие чего мощность ее ориентировочно составляет 200–250 м.

Комплекс склона и подножья образован мощным (до 1,5 км) осадочным клином (качелкуанская, еловская, тисовская, биляхская свиты), состоящим из дистальных, реже медиальных (калькарениит-кальцилютитовых, кальцилютит-калькарениитовых) турбидитов, кальцилютит-калькарениитовых контуритов, пелагических известковистых аргиллитов и известняков (калькарениит-аргиллит-известняковая формация). Отмечены олистостромы, слагающие шнуровидные 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 [24]. Соотношение перечисленных типов пород в разрезе 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. Худолей и др. [37] выделяли в рассматриваемом комплексе отложения обвалов, оползней, обломочных, разжиженных, турбитных потоков и донных течений, формировавшихся в обстановке склонового шельфа.

Из магматических пород в подзоне распространены силлы долеритов девонской габбро-долеритовой формации (сеттедабанский комплекс), приуроченные, в основном, к комплексу подножья, либо к верхней части осадочного клина. Их характеризует калиево-натриевая специализация.

В гравитационном поле Улахской подзоны, в целом, отвечает крутая ступень (8–10 мГал), выраженная сгущением изоаномал.

ХОТУНСКАЯ ПОДЗОНА

Хотунская подзона слагает центральную (осевую) часть Сетте-Дабанской зоны и в виде расширяющегося клина (от 1,5–2 км на юге до 7–8 км на севере) прослеживается через всю территорию листа. С востока подзона ограничена Сетаньинским взбросом, по которому сочленяется с Лабаз-Войской и Сетаньинской подзонами. Ее структурный облик формирует *Хотунская синклиналь*, имеющая корытообразный, слабосимметричный в поперечном срезе облик. Западное крыло складки крутое (60–70°, реже – до 80°), восточное – более пологое (40–50°), осложненное мелкими формами. Разрывные нарушения играют подчиненную роль и представлены поздне- или постскладчатыми сбросами и взбросами с преимущественно западными падениями сместителей.

Подзона сложена, в основном, ордовикскими отложениями пассивноокраинного подэтажа **каледонского структурного этажа**, образующими сложно построенный комплекс склона и подножья. Он состоит из двух регрессивно построенных циклитов, один из которых отвечает атырбахской и саккырырской свитам, второй – лабыстахской свите. Основание циклитов сложено тонкослоистыми ритмитами пелагического облика с подчиненными горизонтами дистальных карбонатных турбидитов (атырбахская свита, нижняя часть нижнелабыстахской подсвиты), в середине доминируют карбонатные турбидиты – от дистальных до проксимальных, иногда с олистостромами (нижняя, средняя подсвиты саккырырской свиты, средняя и верхняя части нижнелабыстахской подсвиты), верхи представлены, главным образом, известняками. В нижнем циклите это песчанистые и глинистые разности, содержащие слои глинистого материала и прослои калькаренитов. Они формировались, вероятно, в верхней части склона, хотя возможны и иные интерпретации. В лабыстахском циклите верхняя часть сложена шельфовыми образованиями. В целом, ниже-среднеордовикские отложения рассматриваемого геодинамического комплекса образуют аргиллит-известняково-калькаренитовую с турбидитами формацию мощностью свыше 2,5 км, составляющую осадочный клин (глубоководный шлейф), который по отношению к его кембрийскому аналогу проградировал на восток, вглубь морского палеобассейна.

Магматические породы подзоны представлены девонскими силлами и дайками долеритов (сеттедабанский комплекс), слагающими габбро-долеритовую формацию. Силлы долеритов, в отличие от таких же образований Улахской подзоны, имеют четко выраженный натриевый тип щелочности.

ЛАБАЗ-ВОЙСКАЯ ПОДЗОНА

Лабаз-Войская подзона расположена между Хотунской и Сетаньинской подзонами, отделяясь от последней Кимским взбросо-надвигом. В плане имеет форму расширяющегося (до 7–8 км) к югу клина. На правобережье р. Лев. Сахары она срезается Сетаньинским взбросом, ныряя под отложения Хотунской подзоны. В структурном отношении это моноклиналь с падением слоев на запад под углом 40–65°, осложненная взбросо-надвигами с западным наклоном сместителей. Амплитуды перемещения по ним не превышают первых сотен метров, за исключением Войского, по которому породы тисовской свиты взброшены на известняки и турбидиты средней и верхней подсвит саккырырской свиты.

Верхнекембрийские и нижеордовикские отложения, слагающие подзону, по своему формационному выполнению и геодинамической принадлежности идентичны аналогичным образованиям в Улахской и Хотунской подзонах. Они вмещают плутонические комплексы рифтогенного типа, представленные массивами, иногда дайками среднеордовикских и позднедевонских формаций щелочных ультрамафитов с карбонатитами (лединский и левосахаринский комплексы), а также редкими силлами девонской габбро-долеритовой формации.

СЕТАНЬИНСКАЯ ПОДЗОНА

Сетаньинская подзона расположена в восточной части Сетте-Дабанской зоны и в виде полосы шириной 4–8 км прослеживается через всю территорию листа. На востоке она отделена от Курунгской подзоны Суордахским субпластовым надвигом и Паутским взбросом. 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 послойных срывов (надвигов), взбросов с фрагментами сохранившихся между ними складчатых структур. Среди последних наиболее крупными являются Суордахская, Левосахаринская синклинали и разделяющая их Сетаньинская антиклиналь.

Суордахская синклиналь вскрывается в небольшом тектоническом блоке (бассейн руч. Прав. Суордах), перекрывается Кимским и Сетаньинским взбросами. Сложена она, в основном, девонскими образованиями. Имеет асимметричный профиль с крутым, иногда запрокинутым к востоку западным крылом и более пологим (до 50–60°) восточным.

Сетаньинская антиклиналь занимает на территории листа большую часть одноименной подзоны. Ее западное крыло резко редуцировано, будучи пододвинутым под ордовикские образования Хотунской и Лабаз-Войской под зоны. В ядре вскрываются отложения среднего–верхнего кембрия (улахская серия). Восточное крыло шириной 2–4 км запрокинуто, и слагающие его отложения ордовика и силура падают на запад под углом до 60–50°, иногда 40–30°. Оно осложнено большим количеством взбросов, ориентированных субсогласно с простиранием осей складчатых структур и имеющих восточную вергентность. Стратиграфические амплитуды перемещений по ним не превышают, как правило, первых сотен метров.

Левосахаринская синклиналь наиболее представительно развита в верховьях р. Лев. Сахара. Севернее она перекрывается Сахаринским субпослойным надвигом и до бассейна руч. Сетанья прослеживается в виде редуцированного западного крыла. Сложена отложениями от среднего ордовика до нижнего карбона включительно, находящимися на западном крыле, сопряженном с Сетаньинской антиклиналью, в опрокинутом залегании. Восточное крыло нормальное, углы падения слоев на нем варьируют от 20–30° до 50–60°. Шарнир складки в бассейне руч. Габбро, Розовый резко погружается на север и кулисно смещается, вследствие чего она на этих участках приобретает облик аксоноклинали. Последнее свидетельствует об участии в формировании структуры подзоны сдвиговых напряжений.

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

Более мелкие складки осложняют рассмотренные крупные структуры, но обычно распознаются с трудом ввиду монотонности строения кембрийских, ордовикских отложений и обилия разломов. Одна из синклиналей развита в Сетаньинской антиклинали (руч. Розовый), а восточнее Левосахаринской синклинали проявлены фрагменты сопряженной с ней антиклинали.

Сетаньинская подзона сложена образованиями двух структурных этажей: вендско-нижнепалеозойского (каледонского) и палеозойско-мезозойского. В их строении принимают участие подэтажи 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, шельфа. Его нижняя часть не обнажена, верхняя граница определяется стратиграфическими несогласиями в подошве сетаньинской толщи, кулонской свиты.

Комплекс подножья (свыше 600–700 м) сложен средне-верхнекембрийской темноцветной и тонкоритмитовой калькаренит-аргиллит-известняковой формацией (улахская серия), включающей 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 и Лабаз-Войской подзон. Несколько сокращается мощность данного комплекса (до 1 700–2 000 м) главным образом за счет предсетаньинского размыва.

Шельфовый комплекс (до 300 м) представлен терригенно-карбонатной формацией, состоящей в основном из органогенно-обломочных известняков. В рамках листа он установлен только на севере, в бассейне руч. Сетанья.

Общая вскрытая мощность каледонского этажа в Сетаньинской подзоне составляет 2 600–3 000 м, а в Сетте-Дабанской зоне достигает 4 000–4 500 м. Время его формирования около 150 млн лет.

Палеозойско-мезозойский структурный этаж представлен в рамках листа только своей палеозойской частью. Он имеет сложное строение и в пределах Сетаньинской подзоны образо-

ван преимущественно комплексами рифтогенного подэтажа, близкими по строению и происхождению к аналогичным комплексам основания каледонского этажа. В подошве рассматриваемого структурного этажа залегает собственно рифтогенный комплекс (200–400 м), сложенный карбонатно-терригенной формацией (сетаньинская толща). В последней существенную роль играют пакки кварцевых песчаников с рассеянной хромитовой минерализацией, объем которых растет в южном и юго-восточном направлениях. Синхронно с данным комплексом, или предшествуя ему, в подстилающих породах каледонского этажа сформировался лединский плутонический комплекс щелочных ультрамафитов с карбонатитами, представленный в подзоне карбонатитовым штокверком Батрак и интрузиями Гек, Воин в прилегающей Лабаз-Войской подзоне.

Вышележащие породы слагают 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 представлен карбонатной органогенной формацией среднего ордовика–нижнего девона (кулонская, гичинская свиты, тасканская серия и сеттедабанская свита). Ее специфическими чертами является обилие мелких перерывов, незначительная по объему, но рассеянная по всему разрезу примесь пеплового вулканогенного материала в виде слоев туфов щелочно-трахитового состава, постоянное присутствие продуктов кремнекислотного метасоматоза, образующих среди карбонатных пород линзы, желваки кремней. Мощность данного комплекса варьирует от 750–800 м до 1 700 м.

Второй комплекс сложного генезиса объединяет преимущественно средне-верхнедевонские вулканогенно-терригенно-карбонатные (розовская, левосахаринская, 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, щелочных пикритов, вулканокластических и туфогенных горизонтов. В подстилающих породах каледонского этажа и нижнего комплекса ему сопутствуют силлы габбро-долеритовой, силлы, дайки, небольшие штоки и диатремы щелочно-ультрамафитовой с карбонатитами формаций (сеттедабанский, левосахаринский комплексы). В целом, породы рассматриваемого комплекса несут весьма заметные следы магниевого и калиевого метасоматоза. Мощность данного подразделения варьирует от нескольких сотен метров до 1 400–1 450 м.

КУРУНГСКАЯ ПОДЗОНА

Курунгская подзона занимает крайнее восточное положение в Сетте-Дабанской зоне. С Южно-Верхоянским синклиниорием она граничит по Восточно-Сетте-Дабанскому и Аллах-Юньскому субпослойным надвигам. Наиболее полно подзона развита на юго-востоке изученной территории (междуречье Широкая–Силур), где имеет ширину до 14 км. Севернее широты руч. Силур она погружается под структуры синклинория, перекрываясь Восточно-Сетте-Дабанским надвигом, и далее прослеживается до бассейна руч. Сетанья в виде узкой (2–3 км), ограниченной разломами зоны смятия. В современном денудационном срезе ее слагают отложения от нижнего ордовика до нижнего карбона.

Структурный стиль подзоны определяют широко развитые в ней тектониты, зоны смятия, рассланцевания и пластического течения пород, раннескладчатые субпослойные надвиги, складчатые взбросы и сохранившиеся между ними складчатые структуры. Основными из них являются *Паутская, Иннокентьевская антиклинали, Курунгская синклиналь*. Они имеют нормальный или асимметричный поперечный профиль с восточной вергентностью. Углы наклона слоев на крыльях варьируют в среднем в пределах 30–50°, иногда возрастая до 60–70°. Тектониты, зоны смятия и рассланцевания пород трассируют важнейшие субпослойные надвиги, концентрируясь, главным образом, в их автохтонной части. Наибольшую тектонизацию испытали породы нижнего карбона (якская, хамамытская, курнахская свиты), в меньшей мере – верхнего девона (накалинская свита). В результате процессов дислокационного метаморфизма они интенсивно катаклазированы, бластокатаклазированы, собраны в мелкие складки, рассланцованы и образуют новые структурно-минеральные парагенезы, превращаясь в слюдисто-карбонатные, слюдисто-кварц-карбонатные, карбонатные сланцы с широким развитием порфиробластических структур. В некоторых случаях первичные седиментационные признаки пород практически уничтожены, либо распознаются с трудом. Породы в таких участках метаморфизованы до биотитовой субфации зеленосланцевой фации, иногда начальных ступеней амфиболитовой фации.

Зоны пластического течения пород отражают раннюю стадию субпослойного надвигообра-

зования и меланжирования. Они приурочены к некомпетентным горизонтам и наиболее ярко проявились в пикской свите среднего девона, приобретающей в таких случаях псевдоконгломератовый облик. Здесь относительно вязкие слои известняков разбудинированы и разорваны на отдельные, обособленные друг от друга псевдообломки округлой, грубоизометричной или линзовидной формы, ориентированные длинными осями вдоль кливажных трещин или располагающиеся в виде цепочек вдоль бывших плоскостей наслонения.

Раннескладчатые субпослойные надвиги тесно ассоциируют с рассмотренными тектоническими образованиями, формируя с ними единый структурный парагенез. При этом пластическим деформациям подвергаются не только маловязкие породы, но и конгломераты, округлые гальки которых приобретают веретенообразную форму. Взбросы ориентированы согласно с простиранием осей складчатых структур. Сместители их падают на восток, стратиграфические амплитуды перемещений обычно не превышают 200–300 м, иногда возрастая до 500 м.

Курунгская подзона в современном эрозионном срезе сложена образованиями тех же структурных этажей и, в основном, тех же геодинамических комплексов, что и Сетаньинская. Структурно-вещественные характеристики последних в обеих подзонах довольно близки; поэтому отметим лишь те их особенности, которые отличают рассматриваемую территорию от предыдущей. В Курунгской подзоне:

- возрастает объем пепловых и литокристаллокластических туфов трахитов в породах среднеордовикско-нижнедевонской карбонатной платформы рифтогенного типа;
- отсутствуют вулканические образования девонского возраста и практически не установлены на современной дневной поверхности плутонические комплексы;
- увеличивается количество терригенных пород (конгломератов, песчаников) в разрезе девонско-нижнекаменноугольного комплекса карбонатной платформы рифтогенного типа, в результате чего последняя заметно теряет здесь характерные черты строения, свойственные ей в Сетаньинской подзоне; в терригенных породах присутствуют мелкие обломки хромсодержащих минералов;
- появляется геодинамический комплекс склона и подножья раннекаменноугольного возраста (курнахская толща), представленный калькаренит-известняково-аргиллитовой турбидитовой формацией мощностью свыше 1 400–1 500 м. На отдельных участках в строении формации существенную роль играют олистостромы. Некоторые исследователи считают, что данные образования развивались в условиях глубоководных конусов выноса [44].

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Представлен фрагментом **Присетте-Дабанской зоны**, охватывающей восточную часть территории листа. Здесь развиты терригенные, существенно алевролитовые, песчаниково-алевролитовые отложения от верхов нижнего карбона до нижней перми включительно. С подстилающими образованиями они контактируют по Восточно-Сетте-Дабанскому и Аллах-Юньскому субпослойным надвигам, вблизи которых алевролиты превращены в слюдисто-кварцевые сланцы, а песчаники – в сливные кварциты. Мощность метаморфически измененных пород варьирует от 100–200 м в Аллах-Юньском разломе до первых десятков метров в Восточно-Сетте-Дабанском.

Структурный план Присетте-Дабанской зоны относительно простой и несколько дискордантный по отношению к обрамляющим ее с запада структурам Сетте-Дабана. Основу его составляют складчатые деформации при подчиненной роли разрывных нарушений. Складки достаточно широкие (до 6–8 км), имеют асимметричный поперечный профиль с восточной вергентностью, обычно нормально сопрягаются друг с другом. Западные крылья синклиналей крутые (65–75°), иногда почти вертикальные, восточные – достаточно пологие (30–50°). Складки образуют эшелонированную систему, кулисообразно сменяя друг друга с юго-востока на северо-запад. Среди складок первого порядка выделяются *Хотун-Юрхская*, *Селляхская*, *Аллах-Юньская синклинали*, разделенные *Телкинджинской*, *Грубинской* и другими *антиклиналями*. Оси их ориентированы в северо-восточном направлении под углом 10–20° по отношению к структурам Сетте-Дабана. В юго-западном направлении, вблизи Восточно-Сетте-Дабанского и Аллах-Юньского субпослойных надвигов, они выполаживаются и распадаются на ряд пологих складок второго порядка, большинство из которых ниже швов надвигов не прослеживаются. Структуры первого и второго порядков осложнены мелкими нарушениями вплоть до плейчатости в глинистых пачках с углами наклона крыльев обычно не превышающими 30–40°. Их напряженность значительно возрастает в песчаниково-алевролитовых отложениях верхнего карбона (верхи эчачанской и суркечанской свиты), что, по всей вероятности, определялось сложным взаимодействием слоев с разными физико-механическими (упругими) свойствами. На

крутых крыльях крупных складок здесь развиваются субпослойные срывы, породы собраны в разнообразные по форме, крутые, иногда запрокинутые дисгармоничные складки шириной в первые десятки метров, слои песчаников нередко разорваны, образуя разобщенные тектонолинзы. По существу, это субпластовые зоны смятия, к которым приурочены продуктивные кварцевые жилы оночалах-дуэтского типа, несущие золоторудную минерализацию (малосульфидная золотокварцевая формация). Примечательно, что в этих зонах и вблизи них локализируются продукты щелочного (натриевого) метасоматоза, выразившегося в замещении основных компонентов осадочной псаммитовой породы альбитом и альбит-олигоклазом и превращении песчаников в метапороды [65].

Морфология разрывных нарушений, их амплитуда в монотонных алевролитовых толщах расшифровывается с трудом. Большая их часть концентрируется в западной части зоны, образуя линейно вытянутую полосу шириной 2–3 км. Разрывы протягиваются на десятки километров субсогласно с общим простиранием складчатых структур. Сместители их сопровождаются зонами дробленных, развальцованных, иногда прокварцованных пород. Судя по прямолинейным в плане очертаниям, сместители нарушений крутые. Большинство из них затухает вблизи подошвы верхожанского комплекса.

На юго-востоке территории (бассейн руч. Сулаки) отмечены взбросы, образующие Минорскую разломную зону (зону смятия). Породы находятся здесь в запрокинутом залегании и интенсивно тектонизированы.

Рассматриваемая зона Южно-Верхожанского синклинория сложена геодинамическими комплексами пассивноокраинного типа, развивавшимися в течение палеозойско-мезозойского тектономагматического цикла. Нижняя ее часть образована комплексом подножья (хатынахская, наталинская и экачанская свиты), представленным тонкослоистой темноцветной алевролит-аргиллитовой формацией аспидноидного типа (до 2 500 м). В ней отмечены резко подчиненные по объему горизонты дистальных турбидитов.

Верхнюю часть разреза зоны слагает песчаниково-алевролитовая формация (суркечанская и халыинская свиты), включающая гравититы разного типа, в том числе турбидиты и олистостромы (дебриты) [49]. Характерной чертой строения является рециклический тип составляющих ее пачек. С учетом преобладающего турбидитового типа осадконакопления, это свидетельствует о возникновении формации в условиях глубоководного конуса, так называемых осадочных лопастей его нижнего фэна [44]. Мощность формации варьирует от 1 100 до 1 700 м.

На юго-восток (левобережье р. Аллах-Юнь) данные образования замещаются комплексом склона и подножья. Последний представлен здесь алевролитово-песчаниковой с турбидитами формации (1 150–1 700 м), для которой рециклический тип строения пачек не характерен.

Мощность всего пассивноокраинного комплекса достигает 4 000 м.

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. Кроме того, выделяются скрытые разломы глубинного типа.

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, взбросы, взбросо-сдвиги. К первым относятся *Окраинный*, *Левоакринский*, *Сахаринский*, *Восточно-Сетте-Дабанский* и *Аллах-Юньский*. 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 расщепления, катаклаза, пластического течения, смятия и повышенного метаморфизма, достигающего иногда начальных ступеней амфиболитовой фации. Мощности зон варьирует от первых десятков метров до многих сотен метров, а при сближении швов надвигов достигают 1 000–1 500 м. В этом случае тектонической дезинтеграции подвергаются целые свиты. Таковыми являются Сахаринский, Восточно-Сетте-Дабанский, Аллах-Юньский и, в определенной мере, Левоакринский надвиги.

Окраинный надвиг на территории листа выражен слабее, диагностируется с трудом, а иногда и достаточно условно, что, вероятно, связано с его затуханием на юг. За пределами района, на северном замыкании Горностахской антиклинали (лист Р-53-XXIV) он сформирован серией пологих чешуй, по которым вендские и кембрийские отложения Сетте-Дабана надвинуты на близсинхронные им породы Кыллахской зоны [57]. Сместители некоторых надвигов вторично деформированы, смяты в крупные складки (Восточно-Сетте-Дабанский, Аллах-Юньский), 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, Левоакринский надвиг на территории листа и далее на юг последовательно перекрывает ныряющие под него структуры Акринской антиклинали, Ытыгской синклинали, Улахан-Бамской чешуи, что указывает, с одной стороны, на весьма значительную амплитуду горизонтального смещения по нему (многие десятки км) и с другой – на, вероятно, бескорневой характер большинства подзон Сетте-Дабанской зоны.

В поле силы тяжести линии надвигов располагаются вблизи или заметно смещены относительно гравитационных ступеней, фиксируемых сгущением изоаномал. В магнитном поле хорошо трассируется линейными положительными аномалиями те участки надвигов, которые характеризуются повышенной степенью дислокационного метаморфизма, и сопровождаются зонами пирротинизированных пород (Восточно-Сетте-Дабанский, Аллах-Юньский).

К главным взбросам относятся *Сетаньинский, Войский, Кимский, Паутский, Фокинский и Минорский разломы*. Плоскости их сместителей падают на запад с углами 80–60°, иногда до 35–50° (Паутский взброс); в швах нарушений породы подроблены, развальцованы, иногда окремнены, прокварцованы и пиритизированы. Вблизи Минорского разлома они тектонически дезинтегрированы и превращены в катаклазиты, бластокатаклазиты. Стратиграфические амплитуды перемещений по разломам варьируют от нескольких сот метров до 1 500–2 000 м. Ориентированы они, в целом, согласно с простираем важнейших структур территории и являются соскладчатыми. В геофизических полях взбросы заметно не отражаются, а некоторые из них (Паутский, Фокинский) практически не пересекают субпослойные надвиги в основании верхоянского комплекса. Это свидетельствует, что областью их распространения являются, скорее всего, вендско-среднепалеозойский деформационный комплекс.

Бурхалинский взбросо-сдвиг неоднократно освещался в литературе [32, 41]. В рельефе он трассируется меридиональными отрезками рек Сахара, Прав. Сахара, Лев. Суордах и хорошо опознается на космо- и аэрофотоснимках прямолинейной линией. Шов разлома ориентирован близвертикально, отделяя кембрийские отложения (тисовская, биляхская свиты) от нижнеордовикских (атырбахская свита). 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 складок ориентированы под острым углом; расположение их свидетельствует о левосдвиговой по разлому компоненте. 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 разрывов с западной и восточной вергентностью, являясь своеобразным структурным швом.

Судя по тому, что рассмотренные главные нарушения относятся к категории структур сжатия и рассекают отложения вплоть до верхоянского комплекса, возраст их является позднемезозойским.

Второстепенные разрывные нарушения по времени формирования подразделяются на позднепериферийские (предвендские) и позднемезозойские. Позднепериферийские установлены на восточном крыле Горностахской антиклинали, где представлены надвигами и взбросами. Остальные 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, косо рассекающие восточное крыло и мульду Хотунской синклинали, и сдвиги северо-западной ориентировки имеют поздне- или постскладчатое происхождение. Амплитуды перемещения по ним, как правило, не превышает нескольких десятков–первых сотен метров.

Скрытые разломы глубинного типа (*Западно-, Восточно-, Центрально-Сетте-Дабанский, Уэмяхский*) фиксируются, главным образом, в гравитационном поле сгущением изоаномал и их разворотом. Они отражают уступы в рельефе фундамента с перепадом высот в 1–2 км [56]. В структурном плане вулканогенно-осадочного чехла (слоя) они проявлены в самых общих чертах, локализуясь вблизи границ основных тектонических подразделений района: Кыллах-

ской, Сетте-Дабанской зон и Южно-Верхоянского синклинория. Их размещение показано на рис. 5. Исключение представляет *Менкюленский разлом*, выделяемый в западной части синклинория [65]. В отложениях карбона ему отвечает зона шириной до 3 км, трассируемая серией сближенных субпараллельных нарушений небольшой амплитуды, в швах которых породы раздроблены и прокварцованы, смяты в мелкие крутые складки с многочисленными трещинами кливажа и несут следы пластических деформаций. По своим структурным характеристикам она несет черты зон смятия и рассланцевания, развивающихся при сдвиговых перемещениях. Разлом пространственно ограничивает распространение к западу мелового магматизма и севернее рассматриваемой территории фиксируется повышенными концентрациями в породах мышьяка. Приуроченность к зоне Менкюленского разлома золоторудных проявлений свидетельствует о его рудоконтролирующей роли. В поле силы тяжести ему, в целом, отвечает зона слабо выраженных повышенных значений Δg .

При проведении ГДП-200 на рассматриваемой территории и соседнего к северу листа (бассейн р. Белой) 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 [42]. После предварительного просмотра 11 шлифов были отобраны для количественного подсчета. Подсчет производился определением минерального состава в отдельных точках, причем, согласно условию метода Гацци-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 [42].

Тройные диаграммы с результатами исследований приведены на рисунке 6. 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 свиты указывают на их происхождение из размываемого орогена. На диаграмме QmPK наиболее близкими к песчаникам, образовавшимся за счет размыва вулканоплутонических комплексов, оказываются песчаники малосахаринской и пионерской свит. Если образование малосахаринских песчаников за счет размыва близлежащих островов с магматическими породами не вызывает удивления, то появление здесь песчаников пионерской свиты, вероятно, может объясняться только широким развитием в области размыва малоизмененных магматических пород типа улканского комплекса (нижний протерозой).

Геохимические исследования проводились по 26 образцам на главные и малые элементы плюс лантан, а 4 наиболее типичных – на P3Э (рис. 7). Для тектонической интерпретации наиболее интересны Th, Sc и Zr, поскольку отношение Th/Sc чувствительно к изменениям в составе пород на активных окраинах, тогда как содержание Zr отражает содержание тяжелой фракции и отношение Zr/Sc позволяет судить о роли многократного перемыва в формировании изучаемых песчаников [43]. 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 песчаников выстраиваются вдоль тренда пассивной окраины континента. Диаграмма с отношением совместимых к несовместимым элементам (например, Co/Th–La/Sc) позволяет судить об эволюции источников сноса [35]. 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 ферромагнетиальных элементов. Тем не менее, эти породы в областях размыва присутствовали, на что указывает наличие обломков хромсодержащих минералов в базальных горизонтах среднего рифея, венда, девона, карбона. Примечательно, что на всех рассматриваемых диаграммах точки, соответствующие рифейским и вендским песчаникам Сетте-Дабана располагаются вблизи значений усредненных составов

верхней коры и пост-архейского австралийского сланца (PAAS), так же указывая на доминирующую роль кислых пород в источнике сноса [35]. 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 [35]. Кривые распределения РЗЭ в песчаниках, так же близки по своей форме к кривой распределения РЗЭ в пост архейском 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.



1 - осевые линии зон разломов глубинного типа: а - первого порядка (ЗС - Западно-Сеттедабанского, ВС - Восточно-Сеттедабанского), б - Второго порядка (ЦС - Центрально-Сеттедабанского, У - Уэмляхского); 2 - район неглубокого (4-6 км) залегания высокоплотного (архейского) кристаллического фундамента; 3,4 - район интенсивной переработки дорифейского фундамента с глубиной залегания кровли от 5 до 9 км (3 - наиболее погруженная часть, 4 - относительно приподнятая часть); 5,6 - район отсутствия или резкого сокращения мощности дорифейского фундамента (5 - погруженные участки с наибольшими мощностями рифейско-палеозойских отложений, 6 - относительно приподнятые участки с сокращенными мощностями палеозойских отложений); 7,8 - установленные и предполагаемые на глубине 1-3 км интрузии (7 - щелочно-ультрабазитового состава с карбонатами, 8 - гранитов); 9 - зона Менкюленского разлома

Римскими цифрам показаны поперечные зоны сложного дифференцированного строения: I - наиболее приподнятая (Верхнесахаринская), II - относительно опущенная (Суордахская)

Рис. 5. Схема элементов глубинного строения по гравиметрическим данным.

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 термомиссионным способом Л. Химаном в песчаниках венда в Геохронологической лаборатории Университета Альберты, Эдмонтон, Альберта, Канада [23, 45].

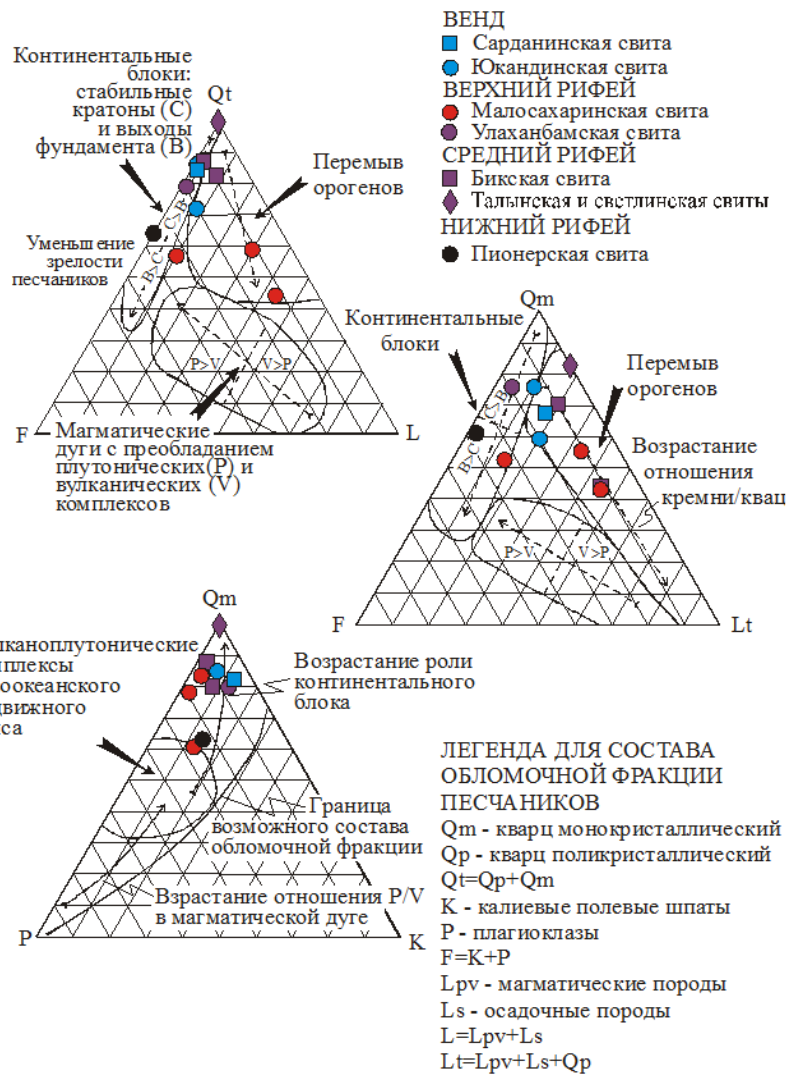


Рис. 6. Реконструкция источников сноса для песчаников венда и рифея по Диккинсону (1985 г.).

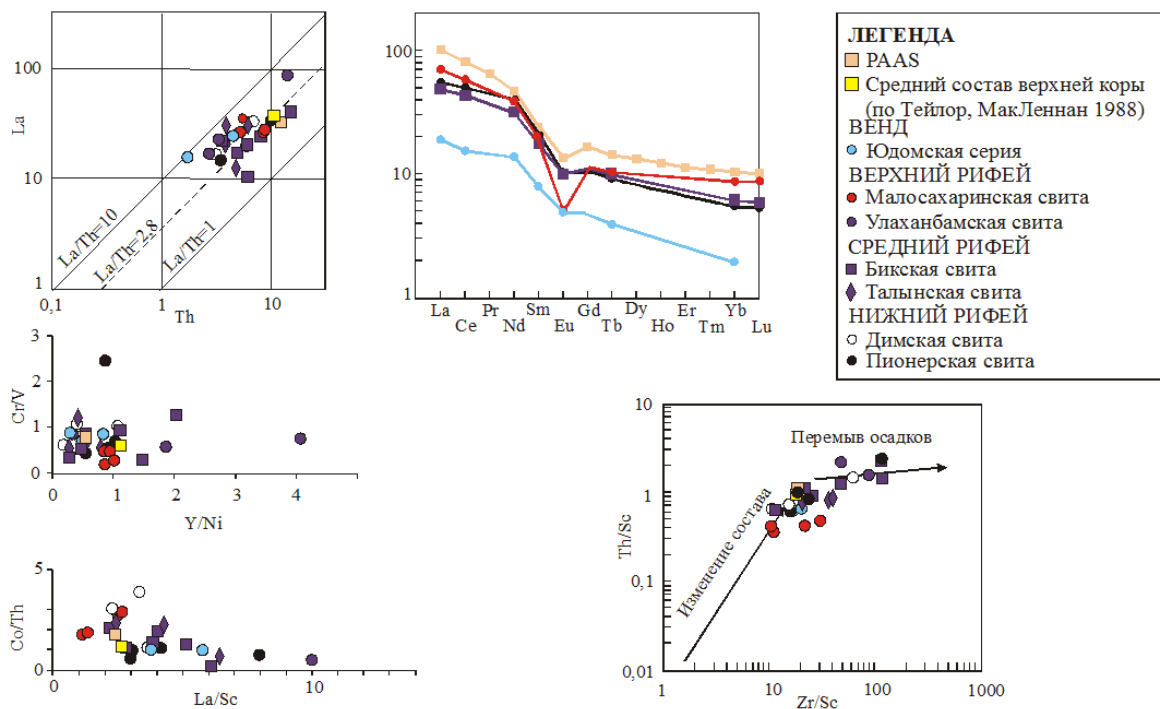


Рис. 7. Распределение малых и редких элементов в рифейских и вендских песчанниках Сетте-Дабана.

Образцы пионерской и бикской свит были отобраны из центральной части Горностаховской антиклинали, а образец юдомской серии – с ее восточного крыла. Основные результаты исследований приведены на рисунках 8, 9, 10.

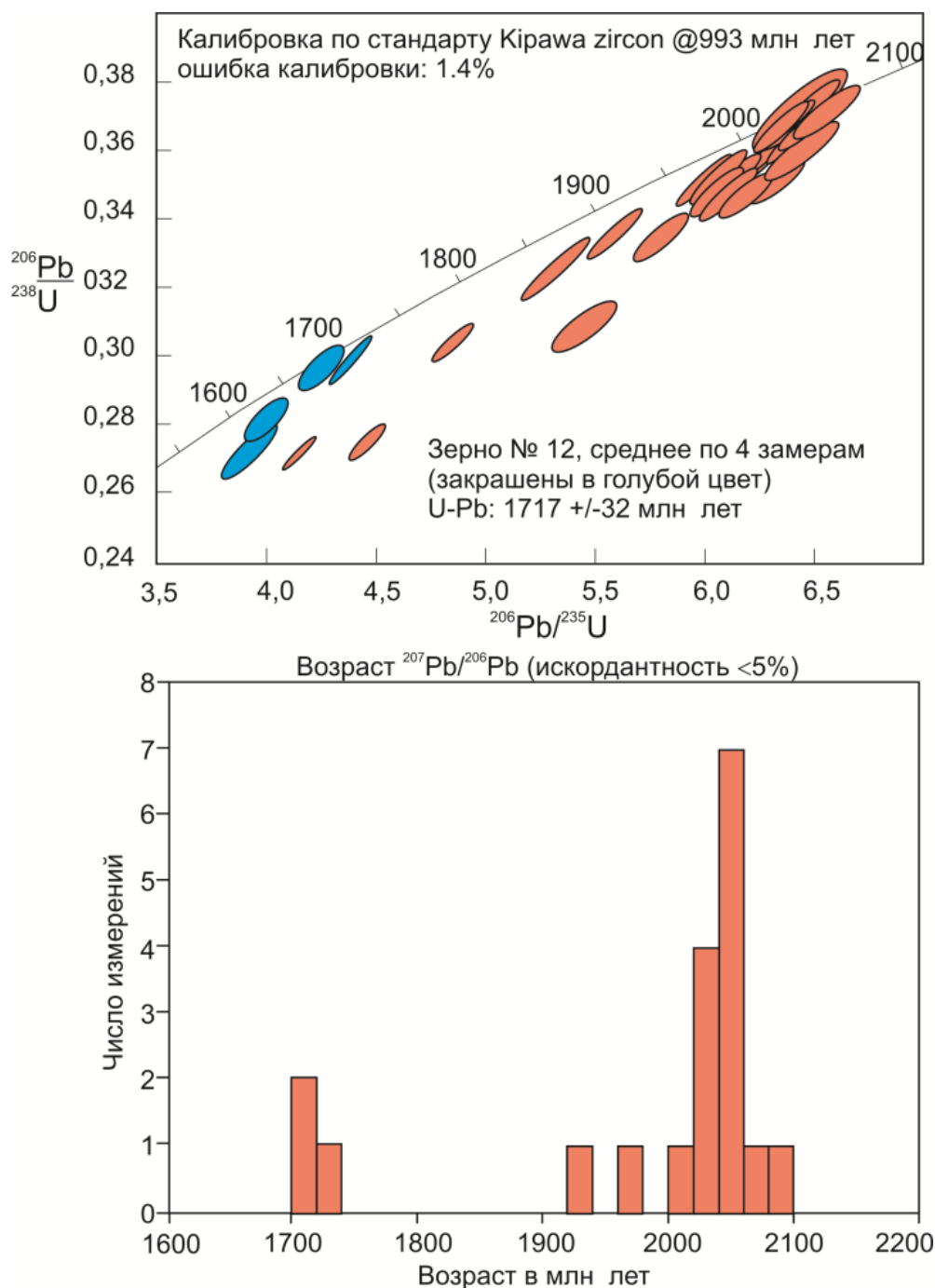


Рис. 8. U-Pb геохронология обломочных цирконов пионерской свиты нижнего рифея.

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. 8). 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.

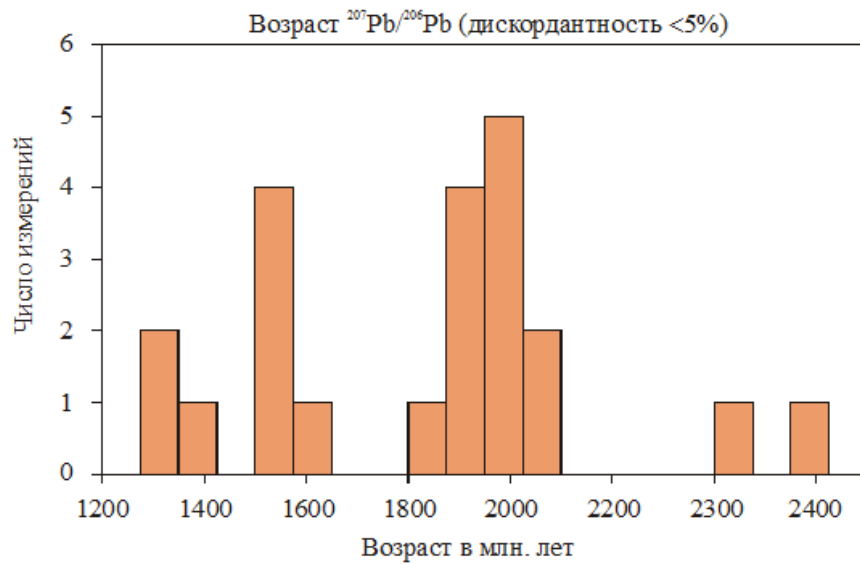
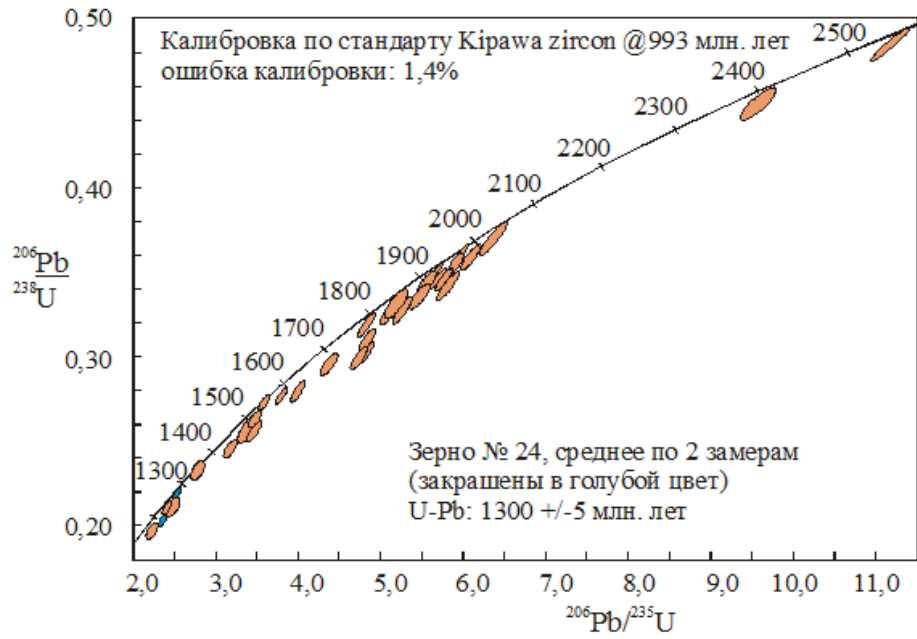


Рис. 9. U-Pb геохронология обломочных цирконов бийской свиты среднего рифея.

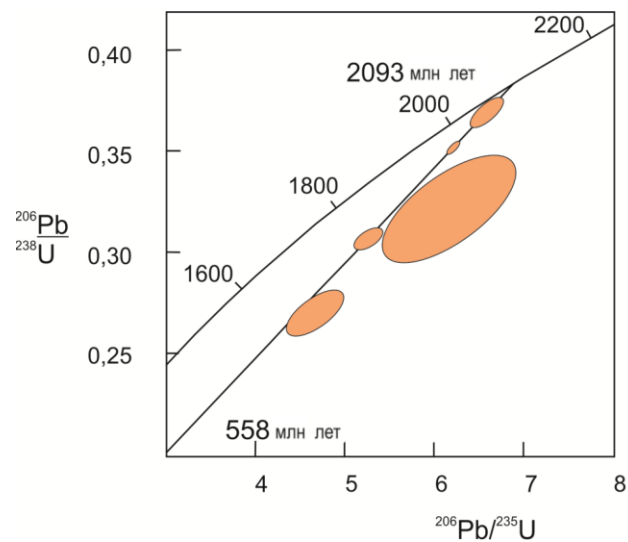


Рис. 10. U-Pb геохронология обломочных цирконов юдомской серии (начарская свита) венда.

В образце из основания бикской свиты были изучены 33 зерна, из которых у 19 зерен степень дискордантности возраста не превышает 5 % (рис. 9). Здесь наблюдаются большее разнообразие возрастов. Хотя самое древнее зерно имеет архейский возраст (2 562±9 млн лет), а у большинства зерен возраст варьирует 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±5 млн лет.

В песчанике из основании юдомской серии (начарская свита) возраст был проанализирован лишь в 5 зернах, у 2 из них степень дискордантности оказалась менее 5 % (рис. 10). Тем не менее, 3 наиболее точных замера оказались лежащими на одной прямой, что позволяет предполагать примерную разновозрастность значительной части источника сноса. При этом возраст самого источника определяется примерно как 2 093 млн лет.

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

Другим, еще более интересным результатом, является появление в песчаниках бикской свиты продуктов размыва источника сноса с раннерифейским возрастом гранитов или гранитоиднейсов. 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 указывает на возможно орогенную природу. Этот источник сноса располагался, скорее всего, к востоку от Сетте-Дабана и в настоящее время скрыт от наблюдения.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Представления о глубинном строении территории листа основываются на результатах интерпретации гравиметрических данных масштаба 1 : 200 000 и аэромагнитных данных масштаба 1 : 50 000.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Как уже отмечалось, основу структурного рисунка гравитационных аномалий в редукции Буге составляют: 1) общая тенденция уменьшения среднего уровня поля с запада на восток; 2) явно выраженное преобладающее субмеридиональное простирание и 3) мозаика локальных аномалий различного простирания.

Уменьшение средних значений аномального поля в восточном направлении обусловлено, вероятно, погружением наиболее плотных образований архейского кристаллического фундамента с одновременным возрастанием мощности менее плотных складчатых образований рифея и фанерозоя. На фоне этого погружения, отражаемого аномальным фоном условно первого порядка, выявляются положительные и отрицательные аномалии второго порядка также субмеридионального простирания.

Для наиболее наглядного их выделения наблюдаемые аномалии Буге были пересчитаны на высоту 2 км, на которой значительно сгладились детали поля, после чего это сглаженное поле было вычтено из исходной карты. Оставшиеся после вычитания локальные аномалии условно второго порядка представлены на рисунке 11. Они дают наглядное качественное представление об общей характеристике распределения плотностных неоднородностей в верхних горизонтах коры на глубинах до 6–9 км.

На основе полученной характеристики распределения локальных аномалий второго порядка была составлена схема элементов глубинного строения по гравиметрическим данным (рис. 11), которая характеризует, главным образом, разломно-блоковую тектонику изучаемого района. На ней зоны высоких горизонтальных градиентов гравитационных аномалий (гравитационные «ступени») показаны как зоны разломов, а гравитационные максимумы и минимумы – как относительные сокращения или нарастания мощности складчатых образований рифея и фанерозоя.

По структуре гравитационных аномалий выделяются следующие три района, различающиеся глубинным строением. В западной части территории листа, отвечающей, в целом, Кыллахской зоне, отмечаются наиболее высокие значения гравитационных аномалий. Здесь показан район неглубокого (4–6 км) залегания высокоплотного архейского кристаллического фундамента, который далее на восток сменяется районом с более низким фоновыми значениями гравитационных аномалий. Это относительное понижение поля может интерпретироваться как

результат либо глубокого погружения архейского фундамента, либо сменой фундамента иного возраста и типа. Судя по резкому преобладанию в отложениях пионерской, бикской и начарской свит обломочных цирконов с возрастом от 2 200 до 1 300–1 400 млн лет [23, 45] последнее предположение представляется более правдоподобным. Данный район характеризуется дифференцированной структурой локальных гравитационных аномалий и разбит на блоки с различной глубиной залегания кровли – от 5 до 9 км. В целом, территориально он совпадает с Сетте-Дабанской зоной. На восточном фланге схемы отмечаются наиболее низкие значения гравитационных аномалий, где можно ожидать отсутствие или резкое сокращение мощности дорифейских (нижнепротерозойских?) образований.

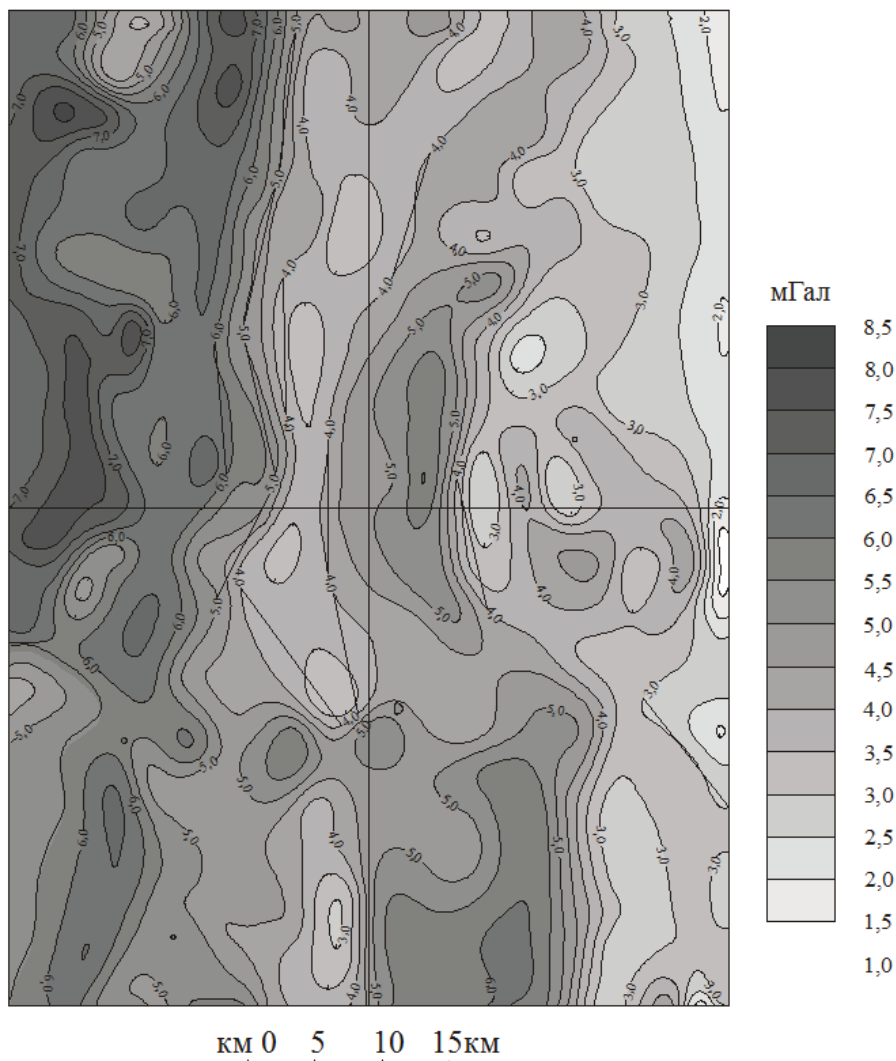


Рис. 11. Локальные гравитационные аномалии.

Выделенные три региональные зоны разделяются разломами первого порядка: Западно- и Восточно-Сетте-Дабанским. Блоковая структура внутри этих зон определяется относительными поднятиями и погружениями фундамента по разломам второго порядка. В этой структуре выделяются две поперечные зоны сложного дифференцированного строения: первая Верхнесахаринская и вторая Суурдахская, разделенные субширотным Уэмляхским разломом. Характерным отличием Верхнесахаринской является общее более приподнятое положение кровли плотных пород фундамента и наличие в ее границах интрузий щелочно-ультраосновного состава с карбонатитами, отражающиеся локальными гравитационными максимумами.

Наиболее мелкие аномалии третьего порядка обусловлены сложной интерференцией локальных плотностных неоднородностей внутри изучаемых геоконплексов и дифференцированной топографией отдельных плотностных границ. Конкретная геологическая привязка их не может быть достоверно произведена. Отдельные возмущающие тела интрузий щелочно-ультраосновного состава с карбонатитами имеют аномально высокую плотность – 2,8–3,0 г/см³, а интрузии гранитов – аномально низкую плотность – 2,56 г/см³.

МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В аномальном магнитном поле территории отчетливо видны две составляющие: одна имеет плавные малоградиентные и малоамплитудные изменения поля без явно выраженного генерального простирания, обусловленная глубинными (7–10 км) источниками, другая характеризуется резко изрезанным характером поля преимущественно субмеридионального простирания, обусловленным источниками на глубинах преимущественно 1–3 км.

Качественная характеристика распределения глубинных источников может быть представлена по аномальному полю (рис. 12), пересчитанному на высоту 8 км, на котором мелкие близповерхностные неоднородности в значительной степени подавлены и более отчетливо проявлены наиболее крупные глубинные особенности. Источники выделенных глубинных аномалий, скорее всего, обусловлены архейскими метаморфическими образованиями, которые могут быть встречены на глубинах 8–10 км на западной половине площади листа.

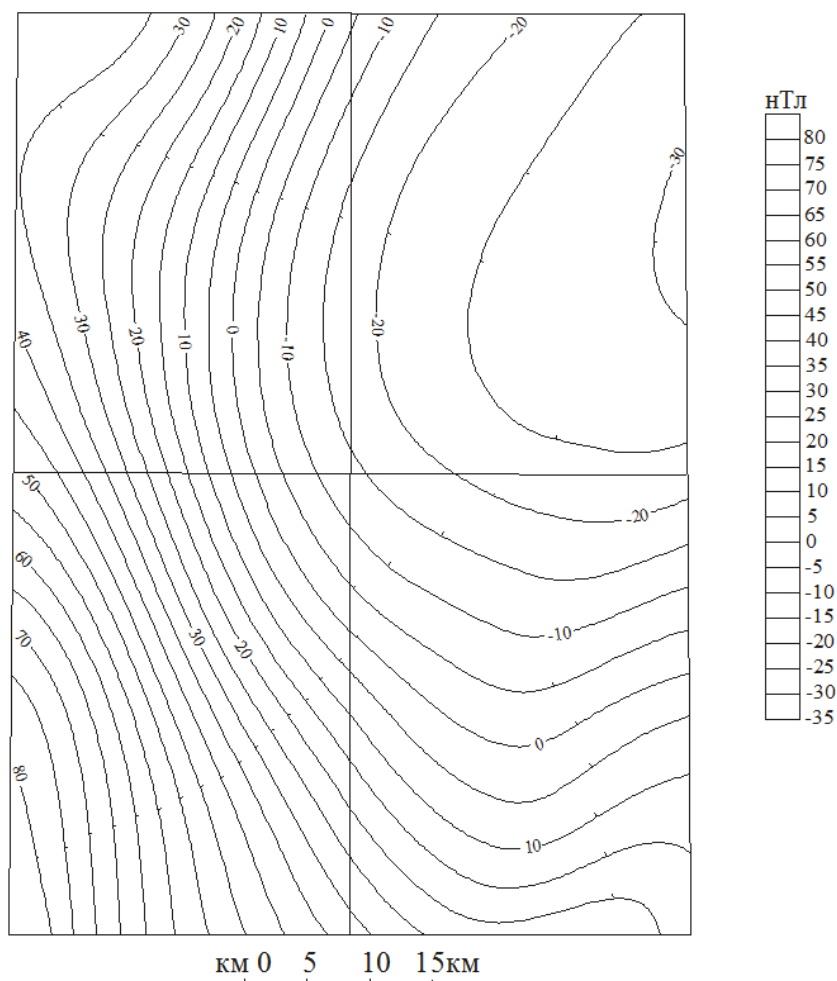
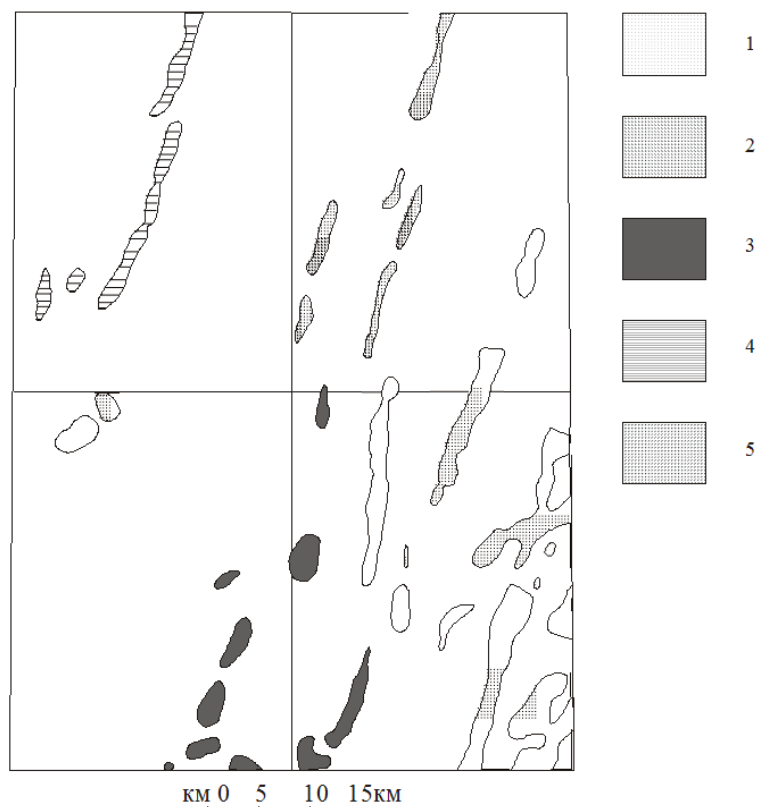


Рис. 12. Региональный фон аномального магнитного поля.

В локальных аномалиях проявились приповерхностные (на глубинах до 3 км) намагниченные источники (рис. 13): пирротинизированные терригенные образования в низах верхоянского комплекса, интрузии щелочно-ультраосновного состава с карбонатитами, силлы и дайки долеритов в отложениях рифея, а также зоны повышенной намагниченности в отложениях среднего–верхнего рифея с предполагаемыми на глубине массивами мафического или ультрамафического состава.

При совместном рассмотрении гравитационных и магнитных аномалий обращают на себя внимание следующие особенности. Региональные магнитные аномалии с глубинной природой возмущающих источников в западной части площади листа хорошо согласуются с региональным гравитационным максимумом, соответствующим сравнительно неглубокому (с кровлей на глубине 4–6 км) залеганию архейского фундамента. При этом глубина источников магнитных аномалий по расчетам несколько больше (7–10 км), чем для гравитационных аномалий, что свидетельствует о неоднородности по вертикали – верхние его горизонты, вероятно, слабомаг-

НИТНЫ.



1 - зоны наиболее интенсивной пирротинизации в отложениях верхоянского комплекса; 2 - покровы девонских базальтов; 3 - тела щелочных ультрабазитов с карбонатитами (установленные и предполагаемые на глубине); 4 - зоны повышенной намагниченности в отложениях среднего-верхнего рифея с предполагаемыми на глубине массивами мафического или ультрамафического состава; 5 - силлы и дайки долеритов в отложениях рифея.

Рис. 13. Схема размещения геологических образований, выделенных по аэромагнитным данным.

Зона положительных линейных магнитных аномалий, протягивающаяся через восточную половину площади листа и связанная с сульфидизированными образованиями в основании верхоянского комплекса, соответствует наиболее низким значениям среднего уровня гравитационного поля, характеризующего большие мощности образований рифея-фанерозоя.

Интрузии щелочно-ультраосновного состава с карбонатитами не имеют простых картировочных признаков отражения в магнитных и гравитационных аномалиях. Значительные интрузивные массы, вероятно, отражаются локальным гравитационным максимумом, но им не всегда соответствует адекватные магнитные максимумы. Вероятно, намагниченность массива в значительной мере избирательна к вещественному составу пород, имеет максимальные величины у серпентинизированных разностей, которые обычно менее плотны. Поэтому, предположительно выделенные по магнитному полю некоторые тела (рис. 13) не выделяются гравитационными максимумами, будучи небольшого объема и возможно, пластинчатой формы.

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие основные выводы:

1. 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.

2. Особенности современной структуры и глубинного строения свидетельствуют о принципиальном различии Кыллахской зоны с одной стороны и Сетте-Дабанской зоны, Южно-Верхоянского синклиория – с другой. Первая, несомненно, принадлежит к глубоко опущенной

части Сибирского кратона со слабо переработанным архейским фундаментом и может рассматриваться как его пассивная континентальная окраина. Пассивноокраинный стиль строения и развития двух других зон также не вызывают особых сомнений, но ряд особенностей (полнота разреза, постоянная примесь вулканогенного материала, литолого-фациальная и палеогеодинамическая зональность, интенсивная тектоника, более молодой и, скорее всего, гетерогенный фундамент) указывают на их родство (или во всяком случае активное воздействие) с другим, гораздо более подвижным и сложно построенным кратоном (возможно, Охотским микроконтинентом).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Основные события геологической истории в их эволюционной последовательности тесно увязываются с периодичностью в развитии тектонических режимов на рассматриваемой территории. С разной степенью достоверности выделяются 5 этапов в рифейско-фанерозойской истории, отвечающие крупным тектономагматическим 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) и был сформирован депрессионный комплекс, представленный черноцветной алевролит-аргиллитовой углеродистой формацией (пионерская свита). Позднее, вследствие начавшегося воздымания на прилегающей с запада части Сибирского кратона, образовался осадочный клин терригенных и терригенно-карбонатных пород, 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, хромшпинелида, 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 2 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 континентальной 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.

Судя по тройным диаграммам, представленным на рисунке 6, 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 [23].

В целом, свойственные данному подэтапу вертикальные тектонические движения характеризовались переменным знаком, и преобладающие нисходящие движения сменялись кратковременными воздыманиями. Это сопровождалось размывом накопившихся осадков, возникновением как региональных, так и локальных перерывов и несогласий, особенно частых при развитии керпильско-лахандинской карбонатной платформы. В результате всех этих процессов в течение промежутка времени от 1 250 до 1 000–1 050 млн лет была сформирована призма осадков мощностью от 2 800 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 терригенным с регрессивной последовательностью отлагавшихся здесь осадков (улаханбамская свита). Последние по своим структурно-вещественным характеристикам (алевролит-песчаниковый состав, регрессивных тип строения, завершающее положение в эволюционном ряду формаций) похожи на нижнюю, морскую молассу, сформировавшуюся в условиях крайнего мелководья, о чем свидетельствуют трещины усыхания, многочисленные знаки ряби, косая или волнистая слойчатость. 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, сопровождалась 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 [23]. 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, а сопровождалась усилением процессов компенсационного прогибания и седиментации в 1,5–2 раза по сравнению с предыдущим временем, в результате чего сформировался орогенный комплекс мощностью свыше 1 000–1 100 м. Структурным выражением данного комплекса являлся краевой (периклинальный по терминологии И. П. Атласова) прогиб, приплатформенное (внешнее) крыло которого вскрыто в современной Кыллахской зоне.

Позднерифейский этап отвечает байкальскому циклу тектогенеза и развивался в интервале от 1 000–950 млн лет до конца рифея. В течение этого времени был сформирован сложно построенный комплекс вулканогенно-терригенных и терригенных образований (большая часть уйской серии) мощностью в несколько километров. Начало этапа ознаменовалось развитием процессов раздвижения, деструкции предыдущего структурного плана и заложением рифтовой впадины, раскрывавшейся, по всей вероятности, в северном направлении. Растягивающие усилия сопровождалась возникновением на глубине многочисленных силлов базальт-долеритовой формации (улаханбамский комплекс). Широкое площадное распространение последних по всей рифтовой впадине свидетельствует о рассеянном типе рифтогенеза на начальных стадиях его развития. Несколько позднее процессы раздвигания сконцентрировались в наиболее глубокой части впадины – ее осевой долины. Фрагменты этой структуры обнажены к югу от территории листа, в хр. Улахан-Бам (лист Р-53-XXXVI), где маркируются многочисленными покровами базальтов натриевого типа, мощными силлами долеритов [85], а также гравитационной и положительной магнитной аномалией, указывающей на существование на глубине крупного тела или группы сближенных тел мафического или ультрамафического состава. В рассматриваемом районе образования осевой долины 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 (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 субэаральных 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.

С джоронского времени на рассматриваемой территории стали накапливаться толщи, свойственные пассивным континентальным окраинам. Здесь в условиях открытого шельфа отлагались сначала существенно песчаные осадки, выполненные преимущественно высокозрелым кварцевым материалом (джоронская свита), а затем ритмично наслаиваются алевролиты и глины

(далындинская свита), образующие совместно песчаниково-алевролитовую ритмическую формацию. Как и все пассивноокраинные (шельфовые) комплексы ее характеризует трансгрессивный тип строения слагающих пачек. Мощность формации и всего шельфового комплекса нарастала от нескольких сот метров на территории листа до 1,5 км и больше к югу и юго-востоку.

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

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 алевроит-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. Это сопровождалось ее дроблением, проникновением кремнекислотных и щелочных растворов, метасоматически замещавших карбонатные породы, а иногда, возможно, достигавших поверхности. На других участках растворы имели рудную направленность и привели к возникновению свинцово-цинковой телетермальной минерализации (месторождения Сардана, Уруй и другие). Развитие карбонатной платформы подобного типа сопровождалось синхронным проявлением базитового магматизма в виде даек долеритов (горбинский комплекс).

Судя по минералам в 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, кимберлиты и ультрамафические вулканиты. Наличие серпентина, слагавшего иногда до 70 % тяжелой фракции, указывает на близость источников их размыва.

С кембрия рифтогенный подэтаж на рассматриваемой территории сменился пассивноокраинным. 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 (депрессионный комплекс), содержащие желваки фосфоритов (пестроцветная, иниканская свиты, суордахская толща и акринская свита). Глубина морского бассейна могла достигать несколько 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, устьмайская, кербинская свиты), и представлял собой комплекс заполнения глубоководного шельфа. В результате этих процессов последний к концу кембрия превратился в мелководный шельф. С учетом материалов по соседним районам в Кыллахской зоне в течение кембрия накопились осадки мощностью более 1 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 (турбидитов), грязевых потоков (олистором), донных (вдоль склоновых) течений (контуритов) и пелагического осадконакопления (пелагитов). Сформировавшаяся призма осадков имела мощность около

1,5 км и представляла собой глубокоководный шлейф, постепенно утончавшийся на восток и сменявшийся комплексом подножья. Последний в современных структурах вскрыт в Сетаньинской подзоне Сетте-Дабанской зоны, где представлен калькарениит-аргиллит-известняковой формацией (около 600–700 м), включающей редкие прослои дистальных турбидитов (улахская серия).

Развитие глубокоководного шлейфа в обстановке склона и подножья продолжалось в раннем и начале среднего ордовика. Проградирующий на восток осадочный клин сформировал комплекс осадков мощностью до 2,5 км, в результате чего глубокоководный морской бассейн в середине ордовика (позднелабыстахское время) превратился в достаточно мелкий шельф.

В осадконакоплении ордовикского периода ощущалась заметная примесь вулканомиктового и пеплового материала, что было связано с появлением или резкой активизацией дополнительного источника питания, располагавшегося вне пределов Сибирского кратона, скорее всего, к востоку, северо-востоку от площади листа.

Завершение рассматриваемого этапа и 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 его составляло 150–200 млн лет.

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

Первый подэтап охватывал промежуток времени от середины среднего ордовика (лландейлловский 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 региональных стратиграфических несогласий: среднеордовикского (сетаньинская толща), среднеордовикско-силурийского (кулонская, гичинская свиты, тасканская серия), нижнедевонского (сеттедабанская свита), нижне-среднедевонского (розовская, загадочнинская, шумнинская свиты), франского (сегеняхская, левосахаринская свиты), фаменского (накалинская свита), нижнекаменноугольного (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, выполненному карбонатно-терригенной формацией (до 400 м), предшествовал щелочно-ультрабазитовой с карбонатитами плутонизм (лединский комплекс), а начало среднеордовикско-силурийского – сопровождалось внедрением умереннощелочных базитов с высоким содержанием ниобия, лантана, лантаноидов (сурдахский комплекс). В ранние фазы развития нижне-среднедевонского, франского, фаменского комплексов имели место излияния умереннощелочных эффузивов трахибазальтовой формации, 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. Весьма вероятно, что перед формированием нижнедевонского комплекса была вспышка плутонизма. На это указывают находки обломков изверженных пород основного состава в гипергенно измененных брекчиях хуратской свиты, базальных конгломератах тихийской свиты ранне-среднедевонского возраста (бассейн р. Вост. Хандыга), а также несогласное налегание нижнедевонских слоев (сеттедабанская свита) на дайку долеритов, установленное А. К. Иогансоном по руч. Хамамыт (Менкюле–Хандыгское междуречье). Рифтогенной фазе нижнекаменноугольного комплекса отвечали грубообломочные грабеновые фации якской свиты.

Последующее развитие рассматриваемых комплексов происходило в условиях вялотекущего рифтогенеза, преобладании 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 [17] и наиболее полно расшифрован А. В. Сагиром [27]. 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 рифта 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 3–3,5 км.

Второй подэтап отвечает пассивноокраинной стадии развития тектономагматического цикла. Он начался с позднего турне (куранахское время) и завершился в юре. На рассматриваемой территории распространены только каменноугольно-пермские отложения данной стадии. 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. Питающим источником были, скорее всего, карбонатные платформы рифтогенного типа, однако размещение последнего неизвестно. В последующее время, вплоть до конца перми, судя по фациальной зональности, питающая провинция располагалась к юго-востоку от изученной территории, в районе современного размещения Охотского микроконтинента. Именно в этом направлении отмечается поглубение фаций и смена глубоководных обстановок шельфовыми и дельтовыми. В конце раннего карбона началось формирование верхоянского комплекса и осадконакопление приобрело исключительно терригенный характер. С серпуховского века и до середины позднего карбона в условиях подножья накопилась толща (до 2 км) горизонтально-, линзовиднослойчатых, иногда градируемых алевролитов и аргиллитов, содержащих в подчиненном объеме дистальные турбидиты [49]. Во второй половине позднего карбона и в ранней перми (суркечанское и халыинское время) осадконакопление происходило в условиях глубоководного конуса выноса и характеризовалось широким развитием разнообразных турбидитов от дистальных (аргиллит-алевролитовых, алевролитовых) до проксимальных (преимущественно песчаных с гравийными горизонтами), иногда олистостромов [49]. Они слагали рециклические построенные пачки, что является отличительным признаком формирования в условиях осадочных лопастей нижней части глубоководного конуса [44]. С поздней перми и до конца рассматриваемого этапа осадконакопление происходило в шельфовой и/или дельтовой обстановке.

При формировании пассивноокраинных комплексов, особенно в их нижних частях, ощущалось влияние расположенных в основании рифтогенных структур. Последние способствовали возникновению в комплексах подножья, подножья и склона зон растяжения и повышенной проницаемости (Менкюленский скрытый разлом глубинного типа), по которым поступали в верхние слои или на поверхность растворы, обогащенные такими элементами как золото, мышьяк, сера и другие. Впоследствии такие обогащенные толщи послужили основным источником для возникновения на территории проявлений и месторождений рудного золота разных формационных типов.

Третий подэтап определяли процессы позднемезозойской коллизии, широко проявившиеся на северо-востоке России и создавшие основной структурный план района. Основные по интенсивности складко- и разрывообразующие движения проявились в начальные фазы коллизии. Самыми ранними были субпослойные надвиги, развивавшиеся по маловязким горизонтам и вдоль 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 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. Субпослойные надвиги, выходя на поверхность или изгибаясь вниз, образовывали чешуйчатые веера или клиновидные структуры [24]. Последние, возможно, развивались при поддвигании Курунградской подзоны под Сетаньинскую, в результате чего в последней широкое распространение получили запрокинутые на восток складки.

Швы разломов, особенно субпослойных надвигов, характеризовались резкими градиентами Р–Т условий, вызывавшими катаклиз, бластез, рассланцевание, пластическое течение пород и их метаморфизм, достигавший иногда начальных ступеней амфиболитовой фации. При пересечении разломами первично обогащенных золотоматеринских толщ в участках с благоприятными Р–Т условиями, отвечавшими хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма

[4], формировались продуктивные кварцевые жилы оночалах-дуэтского типа.

Со второй фазой коллизии было связано внедрение в уже складчатые и динамометаморфизованные толщи раннемеловых батолитоподобных тел диорит-гранодиоритовой формации (уэмяхский комплекс) и даек лампрофиров (огонекский комплекс). На рассматриваемой территории первые представлены небольшими массивом в юго-восточной части листа и в виде нескольких тел предполагаются на глубине на границе с соседней с востока территорией. Дайки проявились лишь на правобережье р. Аллах-Юнь.

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 карбонатитовый 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 рельеф. Западная часть территории представлена структурно-денудационным рельефом, образовавшимся в результате препарировки элементов складчатых структур – это вытянутые в меридиональном направлении Горностахская цепь и хребет Сетте-Дабан, где зависимость рельефа от геологического строения проявляется очень отчетливо. Полоса, протягивающаяся вдоль восточной рамки листа, относится к Юдомо-Майскому нагорью. Здесь развит денудационный рельеф и его связь с геологическим строением не столь отчетлива.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Полоса, примыкающая к западной рамке листа, представляет собой крутосклонный горный рельеф и известна под названием **Горностахской горной цепи**. Наиболее глубоким расчленением отличается ее северная часть, приуроченная к Горностахской куполовидной антиклинали и сложенная устойчивыми песчаниками и доломитами рифейского возраста [69]. Абсолютные высоты северной части Горностахской цепи – 1 400–1 500 м, в отдельных точках достигая 1 600–1 700 м. Глубина расчленения составляет 500–600 м, до 700–900 м. Склоны крутизной до 35–40° имеют преимущественно прямой профиль. Водоразделы представляют собой большей частью узкие скалистые гребни. Долины имеют V-образный поперечный профиль, их дно занято практически только руслом водотоков. Долины замыкаются водосборными воронками, склоны которых плавно переходят в дно долины, также имеющие крутое падение.

Южная часть Горностахской цепи в пределах территории листа расчленена не столь глубоко. Абсолютные высоты там составляют 1 000–1 200 м при глубине расчленения 300–350 м, до 400–450 м. Водоразделы сглаженные, без скалистых гребней, склоны более пологие (20–25°, до 30°), долины имеют как V-образный, так и трапециевидный поперечный профиль. На дне долин достаточно развиты пойменные террасы.

В средней части территории листа в меридиональном направлении протягивается полоса линейно-грядового рельефа **хребта Сетте-Дабан**, приуроченного к Сетте-Дабанской складчато-надвиговой зоне. Он сложен интенсивно дислоцированными терригенно-карбонатными породами кембрия и ордовика, на крайнем востоке и юго-востоке этого участка – доломитами и известняками силура и карбона [75]. Основные элементы рельефа (водоразделы, многие долины) вытянуты в меридиональном направлении в соответствии с геологической структурой. Системой меридиональных долин (Левый Суордах, Правая Сахара, Сахара), приуроченной к Бурхалинскому разлому, хребет Сетте-Дабан делится на западную и восточную ветки. К западу от Бурхалинского разлома абсолютные высоты в среднем составляют 1 100–1 500 м при глубине расчленения до 600 м. Водоразделы большей частью сглаженные, узкие, склоны имеют преимущественно прямой профиль и крутизну до 25–35°. Рельеф восточной ветви отличается несколько большей расчлененностью. Абсолютная высота там несколько больше (до 1 642 м), а глубина расчленения достигает 800 м. Многие водоразделы поднимаются выше границы леса, образуя гольцовые гряды. На участках выхода моноклинально залегающих пород кембрия и ордовика наиболее устойчивые пласты образуют куэстообразные водораздельные гребни [75]. Склоны отличаются крутизной и преимущественно прямым профилем. Большинство долин имеет V-образный поперечный профиль.

Часть **Юдомо-Майского нагорья**, заходящая на территорию листа, располагается вблизи его восточной рамки. Юдомо-Майское нагорье в структурном отношении соответствует Южно-Верхоянскому синклинию, сложенному породами верхоянского комплекса (глинистые сланцы, алевролиты), не отличающимися значительной устойчивостью к денудации. Абсолютные высоты в данной части нагорья составляют 1 000–1 200 м, в редких случаях достигая

1 300 м. Водоразделы сглаженные, большей частью довольно широкие, местами до 0,5–1,0 км, в особенности на левобережье р. Аллах-Юнь. Склоны долин умеренной крутизны (20–25°), лишь местами до 30–35°.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Представлен холмистым и волнистым рельефом ледниковой и флювиогляциальной аккумуляции, пойменными и надпойменными речными террасами и террасоувалами.

Холмистый и волнистый рельеф ледниковой и флювиогляциальной аккумуляции распространен в восточной части территории листа. Ледниковые и флювиогляциальные образования выполняют долину р. Аллах-Юнь и его притоков (руч. Оночолах, От-Юрях, Хотун-Юрях, Анакчан и др.), накладываясь на расчлененный доледниковый рельеф. Они непрерывно прослеживаются от дна долин до абсолютных высот 900–1 100 м. Скопления ледникового материала встречаются как на склонах долин, так и на седловинах и перевалах. В верховьях небольших долин на верхней границе распространения ледникового материала местами наблюдаются четко выраженные камовые террасы, прислоненные к склонам (верховья руч. Хотун-Юрях, безымянный приток руч. Оночолах и др.). Флювиогляциальные террасы, развитые на дне долины р. Аллах-Юнь, имеют выровненную поверхность, местами осложненную котловинами озер или холмами высотой до 5–10 м.

Пойменные террасы распространены практически во всех долинах. Их высота достигает 3–3,5 м (долина р. Аллах-Юнь). Они имеют большей частью выровненную, нередко заболоченную поверхность. В долинах крупных рек во многих случаях на поверхности пойменных террас наблюдаются следы блуждания русла в виде старичных озер и заболоченных понижений.

Наиболее значительный участок развития аккумулятивной террасы высотой 4–5 м находится на правом берегу р. Аллах-Юнь между устьями руч. Бахайя и Тэлкинджэ, где она достигает ширины 2,5–3 км. Поверхность террасы слабо волнистая с отдельными заболоченными понижениями.

Террасоувалы представляют собой пологие склоны речных долин, образованные совместным действием речной аккумуляции и делювиального смыва со склонов долины. Их ширина местами достигает 1 км. Террасоувалы наиболее развиты в долине р. Акра.

Крупнейшей рекой, протекающей по территории листа, является р. Аллах-Юнь. Ее положение на этом участке согласуется с простираем геологических структур и связано с системой разломов того же направления. Существование системы дизъюнктивов обусловило возникновение полосы пониженного и интенсивно расчлененного рельефа, которую и использует р. Аллах-Юнь, в связи с чем долина не имеет четких границ, обязанных своим возникновением исключительно эрозии. Ширина долины составляет 2–3 км. Ее склоны имеют различный характер в зависимости от геологической структуры и литологии слагающих их пород – от отвесных скальных обрывов (выше устья р. Силур) до относительно пологих (вблизи устья р. Средний Сулаки, ниже устья р. Талалаах и др.). Дно долины занято хорошо развитой пойменной террасой, а нижняя часть склонов и долины притоков перекрыты ледниковыми и флювиогляциальными образованиями.

Другая значительная река на территории листа – р. Сахара, берущая начало в центральной части района и текущая на юг. Меридиональные участки течения р. Сахары и ее истоков, рек Правой илевой Сахары, согласуются с простираем геологических структур. Долины рек Сахара и Правая Сахара приурочены к Бурхалинскому разлому, также идущему согласно с общим простираем складчатых структур. Вблизи южной рамки листа р. Сахара поворачивает под прямым углом и течет вкрест простираем геологических тел. Долина р. Сахары имеет почти на всем своем протяжении трапециевидный поперечный профиль с крутыми склонами и пологим дном, занятым пойменными и низкими надпойменными террасами. На участке пересечения Горностахской цепи, на левом берегу р. Сахары наблюдается цокольная терраса высотой 35–40 м.

Долина р. Суордах, текущей на север, также является продольной по отношению к геологической структуре и имеет примерно тот же характер, что и долина р. Сахары. Долина ее левого притока, р. Левый Суордах, заложена вдоль Бурхалинского разлома.

Долина р. Акры, также являющейся продольной по отношению к геологической структуре, имеет несколько иной характер. Она асимметрична; правый склон ее пологий и занят террасоувалом, а левый относительно крутой. Асимметрия долины, очевидно, связана с моноклинальным залеганием пород рифея на этом участке.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

На территории листа не сохранилось свидетельств, которые позволили бы восстановить ранние этапы развития рельефа, очевидно лишь, что на протяжении длительного времени она представляет собой область сноса. По данным ряда исследователей к палеогену на обширных пространствах северо-востока России сформировалась пенепленизированная поверхность. В конце палеогена начался новый этап тектонических поднятий, врез гидросети, общий план которой, видимо, подобен современному, и формирование рельефа, основные черты которого сохранились до настоящего времени. Общая амплитуда поднятия за неотектонический этап оценивается как 1 500 м. Вероятно процесс устойчивого поднятия продолжается и в настоящие время, о чем говорит невыработанность продольного профиля рек и крутизна склонов. Поднятие имеет блоково-дифференцированный характер, наиболее интенсивно воздымается северо-западная часть территории листа (Горностахская цепь). В ходе расчленения рельефа и вреза долин происходило вскрытие коренных источников золота, его концентрация в руслах водотоков и формирование россыпей.

Важнейшим событием новейшего этапа развития рельефа было позднечетвертичное оледенение. Центром оледенения являлся хребет Сунтар-Хаята, где оледенение носило характер горного ледникового покрова, а долина р. Аллах-Юнь служила вместилищем одного из выводных ледников. Ледник занимал не только собственно долину р. Аллах-Юнь, но заходил и в его притоки. При этом россыпи, имевшиеся в долинах притоков р. Аллах-Юня, оказались погребенными под ледниковыми отложениями (руч. Оночоллах, От-Юрях, Хотун-Юрях и др.). Поскольку ледники северо-востока имеют низкие температуры льда и обладают малой подвижностью, а также в связи с относительно небольшим уклоном р. Аллах-Юнь, занимавший ее ледник пассивно заполнял долину и его воздействие на доледниковый эрозионно-денудационный рельеф оказалось незначительным.

Деградация ледника происходила не в виде отступления его активного конца, а путем превращения в поля мертвого льда, при таянии которого образовалось значительное количество талых вод, переносивших по поверхности ледника и откладываявших обломочный материал на различных элементах рельефа как в виде отдельных скоплений, так и в виде рассеянного плаща гальки и валунов. В большинстве случаев ледниковый материал не распространялся за пределы водораздела рек Аллах-Юнь и Суордах и Сахара, однако в некоторых местах через сниженные перевалы талые воды переливались, неся с собой валунно-галечный материал (руч. Ворчун в истоках руч. Тэлкиндрэ). По мере снижения поверхности ледника отложение материала происходило на все более низких уровнях. Образовавшиеся при этом аккумулятивные формы имеют наложенный характер и близки по времени возникновения. Окончательное исчезновение оледенения имело место в конце позднечетвертичного времени—начале голоцена.

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

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рассматриваемая территория характеризуется широким спектром полезных ископаемых различных генетических и формационных типов. В западной ее части (Кыллахская минерагеническая зона (МЗ)) распространена стратиформная минерализация меди, свинца, цинка, железа, фосфора, флюорита, барита; присутствует золотое оруденение гидротермального генезиса. Центральная часть территории (Сетте-Дабанская МЗ) специализирована на редкометалльно-редкоземельное оруденение пневматолитово-гидротермального генезиса; здесь известны гидротермальные медные, полиметаллические и золотые проявления, стратиформная минерализация ванадия, фосфора. На востоке территории (Аллах-Юньская МЗ) расположены проявления и месторождения золото-кварцевой малосульфидной формации и пространственно связанные с ними аллювиальные россыпи золота.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Пластовые магнетитовые, гетитовые оолитовые и лимонитовые осадочные руды известны на восточном крыле Горностахской антиклинали.

Магнетитовая минерализация (*пункт минерализации* I-1-17) представлена делювиальными развалами базальных конгломератов бикской свиты среднего рифея с хлорит-магнетитовым цементом. Рудное тело имеет, вероятно, линзовидную форму и быстро выклинивается. Мелкие октаэдрические выделения магнетита занимают до 40 % объема цементирующей массы.

Пункты минерализации бедных оолитовых железных руд (I-1-7, 21) установлены среди аргиллитов нижней части вильской свиты верхнего рифея. Пласты оолитовых руд мощностью 0,5–1 м, до 2,5 м сложены преимущественно глинистым веществом с округлыми конкреционными выделениями (0,5–3 мм) гетита и гидрогетита, суммарный объем которых достигает 30–35 %. По простиранию оруденение не прослежено.

Лимонитовые руды (*пункт минерализации* III-1-1) установлены в терригенной пачке нижней части эльдиканской свиты в виде линзовидной залежи мощностью 0,4–1,4 м. Они представляют собой экзогенные образования, сформированные за счет окисления пиритизированных пород и сидерита.

ХРОМ

Рассеянная хромитовая минерализация осадочно-механического генезиса приурочена к основанию талынской свиты нижнего рифея (*пункты минерализации* I-1-8, 16). Пласты кварцевых песчаников мощностью 1–2 м содержат мелкие (0,1–0,5 мм) окатанные зерна хромита, хромшпинелида и фуксит, придающий породам голубовато-зеленую окраску. Содержание хрома в штуфных пробах составляет 0,08–0,3 %. Присутствие минералов-спутников алмазов (хромшпинелидов) указывает на возможность размещения на этом уровне вторичных коллекторов алмазов.

ВАНАДИЙ

Повышенные концентрации ванадия установлены в нижней части акринской свиты нижне-го-среднего кембрия по р. Суордах (*пункт минерализации* I-2-1), сложенной гидрослюдисто-

кремнистыми битуминозными известняками и известковистыми аргиллитами с редкими сгущениями фосфатов. По данным количественного спектрального анализа штуфных проб, отобранных в интервале 2,7 м, содержания ванадия составили 0,1–0,16 % (достигая 0,66 %), никеля – 0,018–0,5 % (до 0,1 %). В разных разрезах акринской свиты кроме ванадия установлены точечные геохимические аномалии молибдена (0,01–0,05 %), никеля (0,02–0,15 %), золота (0,01–0,03 г/т), содержания последнего по р. Суордах достигают 0,4 г/т.

Минерализация типа металлоносных сланцев известна и в других районах Сетте-Дабанской МЗ.

В бассейне р. Вост. Хандыга (руч. Томпорок) А. И. Старниковым и А. В. Филатовым выделен ванадиеносный уровень мощностью 80–133 м (нижняя часть акринской свиты), прослеженный на 40 км. Данный уровень является перспективным на стратиформное оруденение ванадия и сопутствующих металлов (в т. ч. золота).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На территории листа известны многочисленные пункты минерализации и проявления меди различных генетических и формационных типов, но промышленное оруденение здесь не известно.

В Кыллахской МЗ установлены два стратиформных проявления медистых карбонатных пород – Ольховское и Начарское, характеризующиеся выдержанностью оруденения по простиранию и низкими содержаниями меди.

Проявление Ольховское (II-1-1) расположено в южной части Горностахской антиклинали и приурочено к пласту трещиноватых строматолитовых доломитов в кровле светлинской свиты среднего рифея, под бикским несогласием. Пласт доломитов мощностью 0,5–1,2 м содержит неравномерную прожилково-вкрапленную минерализацию халькопирита. Оруденение с перерывами, из-за плохой обнаженности, прослежено на 1,2 км. В рудах помимо халькопирита установлена незначительная примесь галенита, сфалерита, борнита и халькозина. По данным химического анализа штуфных проб содержания меди варьирует от 0,1 до 0,41 %.

Проявление Начарское (II-2-3) расположено в восточном крыле Горностахской антиклинали среди пестроцветной терригенно-карбонатной формации венда, где горными выработками в нижней части малской свиты, вскрыты пять рудоносных пластов доломитов мощностью 0,3–4,5 м. Доломиты тонко- и мелкозернистые, массивные, плитчатые, иногда окремненные, разделены пластами красноцветных аргиллитов. В доломитах наблюдается неравномерная тонкая вкрапленность, линзовидные включения и просечки халькозина, примазки малахита. Встречаются обогащенные участки в виде непротяженных рудных лент мощностью 0,05–0,3 м. Во вмещающих аргиллитах оруденение затухает. Руды бедные, содержания меди в них составляет сотые доли процента, и лишь на обогащенных участках – 0,1–0,3 %.

Медная минерализация с перерывами прослеживается в северном направлении (*пункты минерализации I-2-9, 11, 16; II-2-1*), где наблюдается по одному пласту оруденелых доломитов.

Стратиформное оруденение медистых песчаников известно в пестроцветной терригенной формации среднего рифея (бикская и мускельская свиты).

В бикской свите они распространены в базальном горизонте и ее средней части. В основании свиты (*пункт минерализации I-1-1*) в песчаниково-конгломератовой пачке (4–10 м) наблюдаются слои минерализованных песчаников мощностью от первых см до 80 см. Рудные минералы – халькопирит, пирит, реже – галенит, арсенопирит, гематит в виде рассеянной вкрапленности присутствуют в цементе пород, количество их не превышает 1–3 %. В средней части свиты минерализация приурочена к границе сероцветных и красноцветных отложений (*пункты минерализации I-1-25, 28, 29; II-1-3*) и концентрируется в сероцветных песчаниках. Мощность оруденелого горизонта составляет 0,2–0,7 м. Минерализация представлена рассеянной неравномерной вкрапленностью халькопирита и примазками малахита. По данным химических анализов штуфных проб содержания меди непостоянны и составляют 0,1–0,6 %. По простиранию медное оруденение достаточно выдержано и прослеживается до 7 км.

В мускельской свите медистые песчаники и сланцы (*пункты минерализации I-1-2, 14; II-1-4, б*) приурочены к ее нижней части, сложенной красноцветными мергелями с маломощными прослоями зеленых мергелей, розовых известняков, песчаников и аргиллитов. Повсеместно здесь выделяется пласт зеленых мергелей (0,8–1,5 м), содержащих прослойки песчаников (1–2 см) с вкрапленной минерализацией халькозина, борнита, халькопирита. Содержания меди в песчаниках достигают 1,0–1,5 %. Здесь же в прослоях розовых известняков в основании свиты

присутствует редкая вкрапленность халькопирита и халькозина.

Кроме того, маломощные прослои медистых песчаников с вкрапленной минерализацией халькопирита известны в фирской свите (*пункт минерализации I-1-30*).

Оруденение гидротермального генезиса связано с маломощными и непротяженными зонами дробления и окварцевания (*пункты минерализации I-1-10, 13; II-1-10*) и представлено бедной медносulfидной минерализацией, не имеющей практического значения.

Сульфиды меди встречаются в эндоконтактах силлов долеритов улаханбамского комплекса (*пункты минерализации I-1-31; II-1-7*) и в кварцевых жилах, секущих эти интрузии (Cu – 0,1–0,2 %, до 0,5 %).

В Сетте-Дабанской МЗ распространена преимущественно медная минерализация гидротермального генезиса.

Проявление Метеор (IV-2-11) приурочено к северному экзоконтакту массива Поворотный. Изучавшие рудопроявления исследователи [51], считают его гидротермальным (плутогенным) и отмечают парагенетическую связь с массивом. Вмещающие оруденение породы сытыгинской и акринской свит смяты в мелкие складки северо-восточного простирания, полого погружающиеся на юго-запад. Горными выработками разведано два рудных тела. Рудное тело № 1 представлено субпластовой окварцованной зоной дробления и смятия, на границе доломитов сытыгинской свиты и углисто-кремнисто-глинистых сланцев акринской свиты. Контакты зоны дробления четкие, извилистые и ориентированы субсогласно падению пород. Средняя мощность рудного тела составляет 3,3 м, протяженность 274 м. Оруденение прожилково-вкрапленное, неравномерное. Рудные минералы – пирит, ильменит, халькопирит, реже – борнит, энаргит, халькозин. Средние содержания меди по данным химического анализа составляют 1,48 %. Пробирным анализом установлены следы золота, содержания серебра достигает 9,2 г/т. Рудное тело № 2 представлено субсогласной кварцево-прожилковой зоной в доломитах и песчаниках сытыгинской свиты. Мощность его составляет 17,6 м, протяженность 1 100 м. Оруденение представлено крайне неравномерной вкрапленностью халькопирита, на участках относительно повышенной трещиноватости отмечается обогащение сульфидами меди. Среднее содержание меди составляет 0,21 %, на участках обогащения – 3–5 %. Прогнозные ресурсы (P₂) проявления оцениваются в 18 923 т меди и 11,3 млн т руды. Ресурсы не утверждены. Промышленное значение этого объекта оценивается отрицательно.

Медная минерализация известна в маломощных (0,3–0,5 м) и непротяженных (до 100 м) кварцевых жилах и их развалах (*пункты минерализации II-3-4, 7, 22*), где представлена вкрапленностью халькопирита, иногда галенита и арсенопирита. Содержание меди обычно составляет десятые доли процента. Подобная минерализация установлена в зонах дробления и окварцевания (*пункты минерализации II-3-21; IV-3-8*).

Кварцевые жилы с рассеянной вкрапленностью халькопирита, редко – галенита, встречаются в дайках и силлах долеритов сеттедабанского комплекса (*пункт минерализации I-3-5*); в дайках щелочных метапикритов левосахаринского комплекса (*пункты минерализации II-3-9, 20*). Минерализация халькопирита известна также в эндоконтактах силлов долеритов (*пункты минерализации II-2-2, 5*).

Геохимические ореолы (IV-1-1, 3) и потоки (I-1-23; I-2-10, 17; II-1-13) меди характеризуются низкими концентрациями (C₁) – 0,006–0,01 %. Часто они комплексные, в них присутствуют свинец (C₁) – 0,0026 % и цинк (C₁; C₂) – 0,012–0,023 %, примеси мышьяка, серебра, молибдена, никеля, ванадия, кобальта, фосфора.

В *иллиховых потоках (III-2-1, 2; III-3-5)* и пробах присутствует халькопирит, иногда совместно со сфалеритом и галенитом.

СВИНЕЦ, ЦИНК

В Кыллахской МЗ известна минерализация свинца и цинка стратиформного генезиса. Промышленные объекты с полиметаллическим оруденением на рассматриваемой территории неизвестны.

Прожилково-вкрапленная минерализация галенита и сфалерита (*пункты минерализации II-1-2, 8*) приурочена к прослоям карбонатных пород (десятки см) среди пестроцветных алевролитов и аргиллитов верхней части мускельской свиты. Содержание свинца и цинка составляет десятые доли процента, редко достигает 1 %. Со свинцово-цинковой минерализацией пространственно ассоциируют медистые песчаники, локализованные в нижней части свиты.

Другие пункты стратиформной свинцово-цинковой минерализации связаны со стратиграфическими несогласиями.

Под талыньским несогласием (*пункт минерализации I-1-15*) известна маломощная субсоглас-

ная зона кварц-баритового прожилкования в димской свите нижнего рифея с неравномерной бедной вкрапленностью галенита и сфалерита. Содержания их не превышают десятых долей процента.

С бикским несогласием связаны *пункты минерализации* (I-1-11, 19). Они приурочены к кровле светлинской свиты среднего рифея, где в пласте доломитов наблюдается редкая вкрапленность галенита, сфалерита и халькопирита. По простиранию они не прослежены.

В фирской свите (*пункт минерализации* I-1-20) описана зона кварц-карбонатного прожилкования с минерализацией галенита и сфалерита.

На юго-западе территории в левом борту руч. Шорох (*пункт минерализации* IV-1-2) с зоной брекчирования (основание юкандинской свиты) связана вкрапленная минерализация галенита (Pb – 0,49 %).

В Сетге-Дабанской МЗ распространена минерализация свинца и цинка гидротермального генезиса.

Пункты минерализации свинца приурочены к кварцевым жилам (III-2-3) и минерализованным зонам дробления (I-3-4; II-2-4). В них наблюдается редкая вкрапленность и гнездовые выделения галенита, пирита, халькопирита, реже – сфалерита. Содержание свинца не превышает 0,1–0,6 %.

В Аллах-Юньской МЗ известен один *пункт минерализации* (II-3-1) свинца гидротермального генезиса, связанный с бедной вкрапленностью галенита в кварцевой жиле.

Вторичные геохимические ореолы (I-3-11; III-1-3; IV-1-4) и *потоки рассеяния* (I-1-22, 26, 27, 32; II-1-5, 9, 11, 12) связаны с геохимическими, зараженными свинцом и цинком, рудоносными уровнями мускульской (средний рифей), юкандинской (венд) свит, зонами бикского и талынского несогласий, а также гренской, вильской и фирской свит, в которых на западном крыле Гоностахской антиклинали известны проявления свинца и цинка (листы Р-53-XXIV, XXIX). Концентрации свинца (C_1) в них составляют 0,0026–0,0036 %, цинка (C_1 ; C_2) – 0,012–0,05 %, иногда присутствует медь (C_1) – 0,006–0,01 %, примеси мышьяка, никеля, фосфора, олова.

В *шлиховом потоке* (III-2-5) в пробах встречены галенит, сфалерит, иногда халькопирит.

ЦИНК

Минералогическое значение имеет вкрапленность сфалерита (*пункт минерализации* II-3-19) в зоне дробления и окварцевания, наблюдаемой в верховьях р. Прав. Сахара.

Другой *пункт минерализации* (III-3-23) представлен конкрециями марказита, среди алевролитов наталинской свиты. Химическим анализом в них установлен цинк (0,1 %).

Вторичный геохимический ореол цинка (III-2-4), выделенный на водоразделе рр. Сахара-Акра, связан, вероятно, с минерализованными зонами дробления и окварцевания. Содержание цинка (C_1) составляет 0,012–0,02 %.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Редкометалльно-редкоземельное оруденение Лединской рудной зоны генетически связано с ордовикским и позднедевонским щелочно-ультраосновным магматизмом. Промышленное оруденение контролируется массивами ордовикского лединского комплекса. Проявления тантало-ниобатов и редких земель цериевой группы относятся к редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формации пневматолитово-гидротермального генезиса.

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Здесь известны три проявления редких металлов – Гек, Трубка, Воин и ряд пунктов минерализации.

Проявление Гек (IV-2-7) локализовано в одноименном штоке щелочно-ультраосновных пород. Для всех типов пород, слагающих шток, свойственна геохимическая зараженность редкими металлами, однако, их промышленные концентрации наблюдаются лишь в отдельных разновидностях карбонатитов. Горными выработками здесь разведано рудное тело, сложенное амфибол-кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами. Мощность его варьирует от 12 до 56 м, в среднем составляя 34 м при протяженности в 700 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью пирохлора и колумбита, кроме того, здесь имеются значительные количества апатита, который может являться предметом попутной добычи. Средние содержания в ру-

де полезных компонентов составляют: Nb_2O_5 – 0,185 %, Ta_2O_5 – 0,0038 %, P_2O_5 – 2,84 %. Прогнозные ресурсы (P_2) составляют: Nb_2O_5 – 22,49 тыс. т и 12,2 млн т руды; P_2O_5 – 345,3 тыс. т [78]. Проявление перспективно на малое месторождение ниобия с бедными рудами. Ресурсы не утверждены.

Проявление Воин (IV-2-4) приурочено к одноименному штоку. Здесь разведаны три рудные тела. Два из них сложены жилами флогопит-кальцитовых карбонатитов. Средняя мощность тела № 1 составляет 5,75 м при протяженности в 300 м, № 2 – 6,25 м и 300 м, соответственно. Средние содержания Nb_2O_5 в них составляют 0,276 и 0,262 %. Рудная минерализация представлена вкрапленностью пироклора и перовскита. Рудное тело № 3 представлено тремя маломощными (0,7; 2,5 и 3 м) и непротяженными (до 50 м) жилами флогопит-кальцитовых карбонатитов лединского комплекса, расположенными в непосредственной близости от эндоконтакта штока, среди отложений саккырырской свиты. Средние содержания Nb_2O_5 варьируют от 0,213 до 0,456 %. Кроме того, в карбонатитовых телах № 1 и 2 спектральным анализом установлены редкие земли: La – 0,02–0,1 % и Ce – 0,05–0,1 %. Суммарные содержания TR_{Ce} составили по рудному телу № 1 – 0,12 %, № 2 – 0,11 %. В них же рентгеноспектральным анализом установлены уран и стронций, средние содержания которых составляют соответственно U – 0,009 %, Sr – 0,5 % и U – 0,0069 %, Sr – 0,5 %. Прогнозные ресурсы (P_2) составляют: Nb_2O_5 – 4,0 тыс. т [51]. Проявление оценивается как малоперспективное. Ресурсы не утверждены.

Проявление Трубка (III-3-29) открыто П. Ю. Круковским [75]. Оно приурочено к штоку щелочных сиенит-порфиров левосахаринского комплекса, локализованному в северной части Габбро-Батраковского рудного поля. Щелочные сиенит-порфиры образуют трубообразное тело размером 200×200 м, круто падающее на запад под углом 60°. В геофизических полях его выходы контролируются радиомагнитной аномалией интенсивностью 35–70 мкР/ч (при фоне 5–15 мкР/ч), небольшой магнитной аномалией интенсивностью в 20 нТл и геохимической аномалией ниобия, выделенной по первичным ореолам рассеяния, с оконтуривающей изоконцентрацией – 0,005 %. Породы подверглись интенсивной анкеритизации и серицитизации. По данным минералогического анализа, в анкеритовых метасоматитах установлена микроскопическая вкрапленность колумбита, паризита, ксенотима и перовскита. По данным спектрального анализа бороздовых проб, содержания ниобия в рудах составили 0,1–0,5 %; рентгенорадиометрического анализа – 0,3–3,0 %; химического анализа – 0,05–0,07 %. Прогнозные ресурсы пятиокиси ниобия составили 15,0 тыс. т и 29,8 млн т руды [75]. Проявление перспективно на малое месторождение с бедными рудами. Ресурсы не утверждены.

Пункты минерализации ниобия связаны с анкеритовыми метасоматитами в лабыстахской свите (III-3-33), с дайками сиенитов (III-3-32) и щелочных метапикритов (III-3-2). Содержание в них Nb_2O_5 не превышает 0,1–0,2 %.

За пределами рудной зоны по руч. Варнак минерализация ниобия (*пункт минерализации I-3-10*) установлена в зоне дробления и окварцевания среди «вторичных доломитов» загадочнинской (?) свиты с содержанием Nb_2O_5 – 0,022 %. Параметры ее не ясны.

Вторичные геохимические ореолы (III-3-19) и потоки (II-3-3, 6, 8, 12, 14, 16, 17, 18; III-3-3) рассеяния ниобия концентрируются в узкой субмеридиональной полосе, прослеживающейся на продолжении Лединской рудной зоны в бассейн р. Сетанья. Непротяженные ВГХП и ВГХО приурочены к полям развития отложений девона и среднего ордовика, где распространены метасоматические (вторичные) доломиты анкеритового состава и свиты даек щелочных пикритов Левосахаринского комплекса зараженные редкими металлами. Концентрации ниобия в них низкие (C_1) – 0,005 %, редко достигают 0,01 %.

В *шлиховых ореолах (IV-2-2)* и потоках (IV-2-3, 6, 9) встречены бастнезит, паризит, пироклор, колумбит, гатчеттолит и золото.

В непромышленных золотых россыпях (руч. Кишра и Ким) установлены весовые содержания этих минералов (см. подраздел «Золото»).

На юго-востоке территории известны небольшие изометричные *магнитные аномалии* [55, 74] интенсивностью 50–80 нТл (IV-2-1; IV-3-23, 25, 28), контролируемые зонами субмеридиональных разломов. По аналогии с подобными аномалиями в лединской рудной зоне, контролирующими размещение щелочно-ультраосновных массивов, здесь возможно нахождение нескрытых интрузий.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Редкоземельное оруденение сосредоточено в пределах Габбро-Батраковского рудного поля Лединской рудной зоны площадью 32 км² в зоне гидротермально-метасоматических пород анкеритового состава среди отложений лабыстахской свиты среднего ордовика. Рудное поле кон-

тролируется *шлиховым ореолом* (Ш-3-26) бастнезита, паризита, колумбита, пирохлора, гатчетолита; потоками рассеяния Се, La, Nb, Y; аэромагнитной аномалией интенсивностью 110 нТл, интерпретируемой как отражение нескрытой интрузии щелочно-ультраосновных пород, залегающей на глубине 300–500 м.

Проявление Батрак (Ш-3-42) представляет собой штокверк (250×500 м) доломит-анкеритовых (с флюоритом и баритом) карбонатитов, расположенный в сводовой части антиклинальной структуры третьего порядка. Породы лабыстахской свиты собраны в напряженную мелкую складчатость и прорваны дайками сиенитов и щелочных метапикритов левосахаринского комплекса. Границе рудного штокверка соответствует оконтуривающая изоконцентрация лантана и церия интенсивностью – 0,1 %. Рудные тела различаются большим разнообразием форм и размеров. Преобладают субпластовые и секущие тела карбонатитов, зоны карбонатитового прожилкования и минерализованные брекчии. Редкоземельная минерализация тесно связана с барит-флюоритовой. Карбонатиты обладают повышенной радиоактивностью – от 20–40 до 400 мкР/ч. Субпластовые тела карбонатитов мощностью 3–20 м при протяженности до 40 м имеют сложные линзовидно-гнездовидные формы с апофизами и разветвлениями. Рудная минерализация представлена пиритом, флюоритом, баритом, апатитом, ксеноморфной вкрапленностью бастнезита и паризита. Контакты рудных тел с вмещающими породами отчетливые, нередко с постепенными переходами. Рудные тела этого типа занимают 10–20 % объема штокверка. Секущие жилы карбонатитов (10–15 %) мощностью до 6 м приурочены к зонам разрывных нарушений северо-восточного простирания. Характер оруденения в них сохраняется. Прожилковое оруденение занимает большую часть штокверка (до 80 %) и представлено тонкими разноориентированными прожилками карбонатитов мощностью от мм–5–10 см до 0,2–0,4 м.

Основными полезными компонентами руд являются церий, лантан, неодимий, празеодимий. Средние суммарные содержания лантаноидов цериевой группы по данным количественного спектрального анализа составляют 0,56 %, двуокиси церия – 0,37 %, по данным рентгено-радиометрического анализа, соответственно, 1,08 и 0,72 %. В рудах в незначительных количествах встречается Y (0,001–0,029 %), Sm и Gd, суммарное содержание последних варьирует в пределах 0,025–0,054 %, достигая 0,1 %. Кроме того, содержания бария и марганца достигают первых процентов, стронция – 0,2–0,5 %. На глубине 300–500 м в гидротермалитах амфибол-доломит-кальцитовый фации ожидается смена редкоземельного оруденения ниобиевым [75].

Прогнозные ресурсы проявления Батрак (P₂) составляют 667,5 тыс. т лантаноидов цериевой группы и 149,0 млн т руды, что позволяет прогнозировать здесь среднее–крупное месторождение с бедными рудами [75]. Ресурсы не утверждены.

Пункты минерализации редких земель приурочены к жилам карбонатитов (Ш-3-38, 40, 44, 46, 47; IV-3-3) в лабыстахской свите. Мощность их варьирует от 0,2 до 0,5 м, достигая 1,4 м по простиранию они не прослежены. Содержания в них лантаноидов цериевой группы составляют 0,1–0,86 %.

Повышенные содержания редких земель установлены также в маломощных и непротяженных минерализованных зонах дробления северо-восточной ориентировки (*пункт минерализации IV-3-1*), среди карбонатных брекчий с карбонатитовым цементом (*пункт минерализации Ш-3-45*), в пласте карбонатизированного песчаника лабыстахской свиты (*пункт минерализации Ш-3-41*). Промышленного интереса они не представляют.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

На территории листа, преимущественно в Аллах-Юньской МЗ, исключительно широко проявлена коренная и россыпная золотоносность. Здесь известны промышленные коренные месторождения, проявления, пункты минерализации гидротермально-метаморфогенного генезиса золото-кварцевой малосульфидной формаций и минерализация золото-сульфидного типа. Промышленные и непромышленные россыпи золота относятся к формации аллювиальных россыпей.

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

В Селляхско-Хотунском рудном узле Аллах-Юньской МЗ известны три коренных месторождения золота, пять перспективных проявлений и ряд пунктов минерализации.

Среднее *месторождение Оночалах* (I-4-22) расположено в междуречье От-Юрях–Прав.

Оночалах, севернее пос. Аллах-Юнь. На месторождении проводилась детальная разведка с проходкой штольневых горизонтов, бурением и одновременной добычей руды [76], переработка которой осуществлялась на Аллахской ЗИФ. В последние годы на месторождении периодически проводилась доразведка с попутной отработкой отдельных блоков. Месторождение обнаружено Аллах-Юньской партией Ыныкчанского прииска в 1957 г.

Рудными телами являются жилы Малютка и Золотая, продолжающие друг друга по простиранию. Жилы приурочены к западному крылу Хотун-Юряхской синклинали с размахом крыльев от 1 до 4 км и амплитудой до 500 м. Строение ее асимметричное с крутым (50°) падением западного крыла, постепенно выполаживающегося на глубине 500 м, и пологим ($10-15^\circ$) восточным крылом. Породы крыльев складок осложнены мелкой складчатостью. Тектонические нарушения субмеридиональной, северо-западной и северо-восточной ориентировки смещают рудные тела друг относительно друга на 1–5 до 30 м. Золоторудные жилы приурочены к пачке песчаников в основании нижнесуркечанской подсветы верхнего карбона и залегают в 12–20 м выше подошвы пласта песчаников. Мощность их варьирует от 0,2 до 3,4 м при общей протяженности в 3,5 км. Южные и северные фланги жил не оконтурены. Морфология жил сложная, что обусловлено в первую очередь повторением ими конфигурации мелкой складчатости вмещающих пород. В местах флексурных перегибов наблюдаются локальные раздувы жил до 2–3 м, в случае крутого падения их мощность сокращается до 0,3–0,5 м. Контакты жил ровные или фестончатые с множеством апофиз. Зальбанды сложены скрытокристаллическим кварцем полосчатой текстуры. Центральная часть жил имеет полосчато-брекчиевидную текстуру. Вмещающие породы насыщены золотосодержащим арсенопиритом, образующим зоны сульфидизации мощностью от 0,1–0,3 до 1,5–2,0 м. Содержание золота в них достигает промышленных концентраций, и они нередко вовлекаются в контуры рудного тела. Жильные минералы представлены разными генерациями кварца (до 95 %), карбонатом (1–3 %), серицитом (1 %). Кроме того, встречены апатит, гранат, циркон, рутил, биотит. Рудные минералы (1–2 %) – арсенопирит (до 80 %), пирит, галенит, сфалерит, пирротин, золото. Содержание золота варьирует от следов до 1 470 г/т. Среднее его содержание в руде составляет 27,17 г/т. В жилах золото распределяется в виде рудных лент, выявленная протяженность которых достигает 2 км. Ширина рудных лент (до 100 м) определяется только по данным опробования. Золото тяготеет к скоплениям сульфидов и углисто-глинистого вещества. Форма его пластинчатая, размер – от 0,1–0,5 до 3 мм. Пробность – 760–830. В свободном виде находится около 78 % металла. Вредными примесями в рудах является углерод (8–13 %) и мышьяк (0,82–0,86 %).

Подсчитанные, подготавливаемые к освоению и утвержденные ТКЗ (№ 363, 1988 г.) запасы C_1+C_2 составляли 8 428 кг золота и 528 тыс. т руды. Остаток на 01.01.2000 г. составил 5 631 кг золота и 318 тыс. т руды. Прогнозные ресурсы (P_1) оцениваются в 1,0 т золота и 100,0 тыс. т руды [71, 72]. Объект лицензирован (ЯКУ № 01674 БЭ).

Малое месторождение Булар (П-4-1) расположено на водоразделе левых притоков р. Хотун-Юрях. Месторождение открыто рудно-полевой партией Ыныкчанского прииска в 1957 г. Проведены поисково-оценочные работы, в настоящее время оно частично законсервировано [59, 77].

Месторождение приурочено к крутому западному крылу Селляхской синклинали, осложненному линейными складками более высоких порядков. Одна из таких складок, Буларская синклиналь, контролирует размещение пластовых жил. Размах ее крыльев – 140 м, протяженность – 1 300 м. Тектонические нарушения сбросового типа смещают рудные тела по вертикали на 20–30 м, до 100 м. Разведаны Первая, Вторая, Третья и Секущая кварцевые жилы, из которых промышленное значение имеет Первая. Она локализована в нижней алевролитово-песчаниковой пачке (170–250 м) нижнесуркечанской подсветы. Жила прослежена по простиранию на 2 000 м, мощность ее варьирует от 0,2 до 2 м, достигая в раздувах 5–6 м. Морфология жилы сложная и целиком подчиняется слоистости вмещающих пород. Залегает она в слое аргиллитов или на контакте алевролитов и песчаников. Текстура ее полосчатая, брекчиевидная. Вмещающие породы несут рассеянную вкрапленность золотоносного арсенопирита. Вещественный состав руд типичный для месторождений золото-кварцевой формации. Вкрапленность присутствует в кварце, где оно встречается в сростании с галенитом и в ассоциации с углисто-глинистым веществом. Золотины имеют форму дендритовидных выделений, пластинок и проволочек размером от долей мм до 3 мм. Содержание его в рудах крайне неравномерно и колеблется от следов до 460,4 г/т. Среднее содержание золота в блоках составляет 19,4 г/т. Пробность меняется в пределах 800–855. В результате многолетних исследований установлен ленточный характер распределения золота, что позволило выявить продолжение рудного тела на протяжении 3 км. К югу, в левом борту руч. Селлях, получившим название «Южный Булар», ширина рудной ленты определяется опробованием и меняется от 10 до 100 м. Руды легко обо-

гатимые, извлекаемость из концентрата составляет 85 %.

Разведанные (C_1+C_2) и подготавливаемые к освоению запасы составляют 1 908,0 кг золота и 91 тыс. т руды. Прогнозные ресурсы (P_1) на месторождении оценены в 2 500 кг золота и 250,0 тыс. т руды [71, 72]. Запасы и ресурсы не утверждены. Объект лицензирован (ЯКУ № 01452 БЭ).

Малое месторождение *Хотынское* (II-4-5) расположено в 10 км южнее Оночалахского. Кварцевые жилы Кузьминична и Аммонитовая являются, по сути, продолжением жил Золотая и Малютка. Они приурочены к западному крылу Хотун-Юрхской синклинали и локализованы на уровне первой алевролитово-песчаниковой пачки нижнесуркечанской подсвиты [61]. Среднее содержание золота в жилах составляет 23,38 г/т.

Подсчитанные (C_1+C_2) и подготовленные к освоению запасы составили 1 787 кг золота и 87 тыс. т руды. Запасы не утверждены. Прогнозные ресурсы на месторождении считаются полностью исчерпанными [71, 72]. Объект лицензирован (ЯКУ № 01673 БЭ).

Проявление Средний Оночалах (I-4-14) располагается в 3 км северо-восточнее месторождения Оночалах и, вероятно, является его продолжением. В результате детальных поисков [61] здесь выявлено несколько этажированных рудных жил в суркечанской свите, из которых практический интерес представляет жила нижнего уровня мощностью 0,2–3,0 м, прослеженная по простиранию на 300 м. Содержание золота в ней невыдержанно и достигает 16,9 г/т, составляя в среднем 7,5 г/т. Прогнозные ресурсы по категории P_1+P_2 составили 1 176,7 кг золота [65]. Ресурсы не утверждены.

Проявление Бахая (III-4-13) расположено на правом склоне одноименного ручья и приурочено к нижнесуркечанской подсвите, слагающей восточное пологопадающее крыло Селляхской синклинали, вблизи ее центриклинального замыкания. Здесь проведены поисковые работы [65], в результате которых выявлено несколько пластовых кварцевых жил, из которых промышленный интерес может представлять жила Вовочка. Она прослежена с перерывами на расстоянии 1,5 км; мощность ее варьирует от 0,3–1,6 до 6 м, достигая максимума в ядрах антиклинальных складок. Залегает она согласно со слоистостью, но иногда полого сечет ее. Контакты жилы волнистые, фестончатые. Вмещающие породы сульфидизированы (арсенопирит – до 10–15 %). Среднее содержание золота составляет 9 г/т, изменяясь от следов до 82,4 г/т. В зонах сульфидизации его содержания достигают 6,6 г/т. Пробность золота – 800–880. Характерной особенностью терригенных пород рудного поля проявления является их высокая золотонность [65], причем в золотонном интервале разреза (профиль 109) видимых гидротермальных преобразований этих пород не установлено. Средние содержания золота (84 пробы) в сульфидизированных алевролитах этого интервала, по данным нейтронно-активационного анализа, составили 0,6959 г/т, достигая в отдельных пробах 2,0 г/т*, в песчаниках – 0,0104 г/т, в гравелитах – 0,018 г/т. Жила Вовочка находится в начальной стадии эродированности. Прогнозные ресурсы (P_2) оценены в 6 000,0 кг золота и 470 тыс. т руды [62]. Ресурсы не утверждены. Проявление перспективно на малое месторождение.

Проявление Широкое (I-4-31) расположено в левом борту руч. Западный. Субпластовые кварцевые жилы локализованы в нижнесуркечанской подсвите, мощность их варьирует от 0,2 до 2,0 м, содержание золота достигает 8,5 г/т. Проявление изучено недостаточно, перспективы не ясны.

Проявление Арсенальное (II-4-26) находится в правом борту р. Хочулука в западном крыле Селляхской синклинали. Согласно кварцевая жила (мощность 0,3 м) расположена в основании нижнесуркечанской подсвиты и прослежена с перерывами на 1,5 км. Содержание золота в ней достигает 53,0 г/т. Проявление изучено недостаточно. Перспективы промышленного освоения проявления не ясны [65, 70].

Проявление Хочулука (Осеннее) (II-4-29) расположено в правом борту р. Хочулука и приурочено к восточному крылу Селляхской синклинали. Здесь поверхностными горными выработками разведаны две субпластовые кварцевые жилы Осенняя и Университетская, локализованные в нижнесуркечанской подсвите [65]. Мощность их составляет 0,2–2,0 м, протяженность – до 2,5 км. Содержание золота в жилах колеблется от 0,2 до 440,0 г/т, среднее – 7,5 г/т. Прогнозные ресурсы (P_2) золота оцениваются в 6 000,0 кг золота и 450 тыс. т руды [62]. Ресурсы не утверждены. Проявление перспективно на малое месторождение.

Проявление Татьяна (III-4-17) расположено в Мугунском перспективном рудном узле. Здесь проведены поисковые работы с проходкой поверхностных горных выработок [65]. Проявление локализовано в нижней песчаниковой пачке нижнесуркечанской подсвиты, смятой в

* На месторождении Дуэт (Юрско-Бриндакитский рудный узел, лист О-53-VI) установлен горизонт сульфидизированных (пирит-пирротин) алевролитов мощностью 80 м, со средним содержанием золота – 0,6 г/т при максимальных значениях – до 2,5 г/т.

напряженные мелкие линейные складки. Известно два рудных тела. Первое представлено зоной субпластовых кварцевых прожилков, мощностью от первых см до 10–20 см, разделенных сульфидизированными (пирит, пирротин – в сумме до 8–10 %) и рассланцованными прослоями песчаников и алевролитов (мощность 0,1–0,25 м). Рудные минералы – пирит, пирротин, галенит, сфалерит и золото. Содержание золота на выемочную мощность 1,1 м, включая межжильные пространства, составило 21,9 г/т. Второе тело образовано крутопадающей (75–80°) секущей кварцевой жилкой (мощность 0,35 до 0,55 м), прослеженной по падению на 20 м. Рудные минералы – арсенопирит, сфалерит и золото. Средние содержания золота – 42,0 г/т, средняя мощность жилы – 0,4 м. Прогнозные ресурсы (P_2) по секущей жиле на длину 100 м составили 491,4 кг золота; по зоне согласных прожилков на протяженность 500 м – 1 423,4 кг золота и 65 тыс. т руды [65]. По данным [62], прогнозные ресурсы P_2 проявления Татъянино оценены в 5 000,0 кг золота и 410 тыс. т руды. Ресурсы не утверждены. Проявление перспективно на малое месторождение.

Другие *пункты минерализации* золота представлены секущими (I-4-8, 12, 30, 32; II-3-10; II-4-8, 23, 30, 33; III-3-13, 18, 21, 30, 34; III-4-11; IV-3-12) и пластовыми (I-4-9, 19, 33; II-4-10, 18; III-4-7) кварцевыми жилами, минерализованными зонами дробления и окварцевания (I-4-25; II-3-11, 15; III-3-1, 4, 11, 20; IV-3-15), характеристики которых приведены в приложении 3.

Золото-сульфидная минерализация (*пункт минерализации* III-3-8) известна в бассейне руч. Лев. Золотой, где в пиритизированных алевролитах нижней части наталинской свиты среднего карбона были отобраны штучные пробы. Содержание золота в них составило 1,6 г/т. Мощность и протяженность зоны пиритизации не установлены.

В Сетте-Дабанской МЗ большей частью распространена бедная золото-кварцевая минерализация, локализованная в маломощных и непротяженных линейных зонах дробления и окварцевания (*пункты минерализации* III-3-9, 14, 15); в кварцевых штокверках (*пункты минерализации* III-3-10; IV-3-4, 6, 9, 24) в секущих кварцевых и кварц-карбонатных жилах и прожилках (*пункты минерализации* III-3-22, 27, 28; IV-2-8). В Лединской рудной зоне золотая минерализация связана с лестничными жилами и зонами прожилкования в дайках щелочных метапикритов (*пункты минерализации* II-3-2, 5) или дайках и штоках щелочных сиенит-порфиоров (*пункты минерализации* III-3-35, 39). Характеристика этих объектов приведена в приложении 3.

Кроме того, в этой же МЗ на двух участках установлена золото-сульфидная и золото-кварцево-сульфидная минерализация. Исследования пиритизированных динамометаморфизованных пород акринской свиты в бассейне р. Суордах показали по данным пробирного и золото спектрометрического анализа содержание золота в сколково-бороздовых пробах варьирует от следов до 0,4 г/т, в сидеритовых конкрециях и субпослойных прожилках его содержания достигают 6,8 г/т (*пункт минерализации* I-2-6). В зонах дробления и окварцевания содержания золота повышаются, достигая 1,6 г/т (*пункт минерализации* I-2-7). Здесь же, на плотике р. Суордах, сложенном алевролитами акринской свиты, залегает промышленная россыпь золота. Россыпная золотоносность (знаки) установлена и на высокой террасе (10–12 м) р. Суордах.

Точки золото-сульфидной минерализации известны в рассланцованных и пиритизированных глинистых известняках и аргиллитах пикской (*пункт минерализации* IV-3-10); в пиритизированных известняках розовской (*пункт минерализации* II-3-13) свит девона, где содержания золота в штучных пробах составили 0,93 и 1,4 г/т, соответственно. В прослое пиритизированного (5 % пирита) туфа (?) среди карбонатных пород тасканской серии (*пункт минерализации* IV-3-11) штучным опробованием установлено содержание золота 0,2 г/т. Параметры этих пунктов минерализации не определены.

В Кыллахской МЗ золото-кварцевая минерализация известна в ядре Горностахской антиклинали (Горностахский рудный район). Она представлена маломощными и непротяженными секущими кварц-карбонатными жилами (*пункты минерализации* I-1-4, 9) или зонами дробления и окварцевания (*пункт минерализации* I-1-6), локализованными в зоне Светлинского разлома (прил. 3).

Точечные геохимические аномалии золота (до 0,2 г/т) в дайках и силлах рифейских и палеозойских базитов отмечались различными исследователями на Сетте-Дабане и Кыллахском поднятии. К полям палеозойских даек и силлов долеритов сеттедабанского комплекса на севере территории приурочены мелкие россыпи или знаковая россыпная золотоносность. Аномальные содержания золота (до 0,2 г/т) установлены в дайках щелочных метапикритов левосахаринского комплекса (Лединская рудная зона). В отдельных пробах в них отмечают микроскопические (0,0004 мм) выделения самородного золота [51]. Серии точечных аномалии золота интенсивностью до 0,03 г/т известны среди окварцованных пород иниканской свиты в междуречье Шорох–Акра [51] и верхнем–среднем течении р. Сахара [84].

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

По географической принадлежности и общей геологической обстановке все известные россыпи золота на территории листа объединены в золотороссыпные узлы Хочулуканский, Баатылинский, Широкинский (северная часть), Хандинский и Сегенинский (южная часть). Ряд мелких россыпей закреплены за старательскими артелями.

К непромышленным россыпям относятся россыпи золота, которые по существующим условиям не могут быть вовлечены в эксплуатацию. В дальнейшем, при изменении условий, возможна их отработка старательскими артелями. Все непромышленные россыпи потенциально могут быть отнесены к категории малых месторождений. Характеристики золотых россыпей (с запасами золота) приведены в приложении 4.

Хочулуканский золотороссыпной узел объединяет наиболее богатые промышленные россыпи золота в верховьях правых притоков р. Аллах-Юнь (руч. Селлях, Хочулукан, От-Юрях, Оночолах, Бахая и др.). Здесь распространены погребенные и пойменно-русловые аллювиальные россыпи, контролируемые золотовмещающим суркечанским уровнем. К нему приурочены головки большинства россыпей узла. Мощность торфов (ледниковые отложения) в россыпях варьирует от 9 до 100 м. Для россыпей характерна высокая продуктивность и пробность золота, соотносимая с пробностью золота в коренных источниках, что не оставляет сомнения в их генетической связи. Большинство россыпей отработано, на отдельных участках ведется старательская добыча.

Баатылинский золотороссыпной узел расположен к югу от Хочулуканского и объединяет ряд мелких промышленных россыпей левых притоков р. Аллах-Юнь (руч. Баатылы, Золотой, Телкиндже, Эрдах, Червонец и др.). Здесь распространены русловые и пойменно-русловые аллювиальные россыпи с мощностью торфов от 0,0 до 7 м. Исключение составляет погребенная россыпь р. Баатылы (среднее месторождение) с мощностью торфов от 0,5 до 66 м, увеличивающейся вниз по течению. Головки россыпей контролируются субмеридиональными зонами взбросо-надвигов (Паутский и Фокинский разломы), где в последнее время обнаружены мелкие кварцевые жилы и штокверко-кварцево-жильные тела с низкими содержаниями золота, являющиеся одним из источников россыпей. Крупность золотин варьирует от 0,5 до 1,5 мм, некоторые из них встречаются в сростках с кварцем. Пробность золота составляет 742–850. Средняя продуктивность россыпей – первые десятки кг/пог. км, за исключением россыпей руч. Баатылы, Золотой (130–324 кг/пог. км). В настоящее время большинство россыпей отработано. Мелкие непромышленные россыпи могут являться объектами старательской добычи.

Широкинский золотороссыпной узел представлен мелкими пойменно-русовыми и русловыми россыпями руч. Силур, Паут, Коралл, Веселый, Забытый и др. Россыпи имеют неглубокое залегание (0,0–9 м). Средняя крупность золотин составляет 1 мм, преобладает золото хорошей и средней окатанности пробностью 780–800. Линейная продуктивность россыпей колеблется от 2,8 до 120 кг/пог. км. Характерной особенностью золота является низкое содержание в нем мышьяка, в то время как золото россыпей Аллах-Юньской МЗ содержит в себе высокую примесь этого элемента [75]. Коренные источники россыпного золота Широкинского узла остаются не установленными. Одни исследователи [66, 82, 83] считают его переотложенным с древних террас, принципиальная золотоносность которых является доказанной, другие [47, 75] указывают на золотоносные минерализованные зоны надвиговых структур, кварцевые жилы и штокверки, часть золота могла поступать за счет его высвобождения из сульфидов.

Хандинский золотороссыпной узел объединяет мелкие промышленные и непромышленные россыпи левых притоков р. Белая (руч. Аринда, Бурундук, Суордах и его притоки, нижнее течение р. Сетанья). Россыпи являются русловыми и пойменно-русовыми, залегают на коренном плотике и перекрыты торфами мощностью 1–4 м, до 8 м. Средняя крупность золотин составляет 1–3 мм, пробность – 820–826. Линейная продуктивность составляет первые десятки кг/пог. км. Промышленные россыпи отработаны, а мелкие непромышленные могут представлять интерес для старательской добычи. Наиболее вероятным источником россыпного золота здесь служат золотоносные пропицитизированные дайки и силлы долеритов, мелкие кварцевые жилы, минерализованные зоны дробления и окварцевания.

Сегенинский золотороссыпной узел расположен на крайнем северо-востоке территории и объединяет мелкие промышленные и непромышленные россыпи руч. Чалбык и его притоков. Это малопродуктивные русловые и пойменно-русловые неглубоко залегающие россыпи, с мощностью торфов 0,6–1,5 м. Содержание золота в них варьирует от 0,72 до 1,27 г/м³, достигая в отдельных случаях 4,8 г/м³. В непромышленных россыпях содержания золота, по данным разрозненных разведочных выработок, колеблются от 0,01 до 0,5 г/м³. Пробность золота составляет 816–830. Источниками россыпного золота служили золотоносные кварцевые жилы и

прожилки.

Непромышленная россыпная золотоносность известна по руч. Ким и Кишра, дренирующим Лединскую рудную зону. Это бедные русловые россыпи со средним содержанием золота ($0,65 \text{ г/м}^3$). С золотом постоянно ассоциируют редкоземельные минералы (пирохлор, колумбит и др.), содержание которых достигает 350 г/м^3 . Источником золота здесь являются кварцевые жилы и зоны окварцевания, интрузивные и гидротермально-метасоматические породы лединского и левосахаринского комплексов.

Шлиховые ореолы золота контролируют размещение мелких россыпей Хандинского золото-россыпного узла (I-2-18), бассейна р. Мастах (I-1-5). Комплексный шлиховой ореол ниобия и золота (IV-2-2) на левобережье р. Сахара связан с мелкими проявлениями золота Лединской рудной зоны. *Шлиховые потоки* (IV-3-5, 7, 16, 26) Широкинского узла обычно не протяженны и являются индикаторами наличия россыпей золота, расположенных ниже по течению водотоков.

Знаковая россыпная золотоносность отмечается повсеместно в многочисленных ручьях, дренирующих рудолокализирующие структуры.

Отсутствие древнего погребенного рельефа, унаследованное развитие речной сети, слабая террасированность долин при высокой степени их опойскованности практически исключают возможность находок крупных россыпей в пределах известных золотороссыпных узлов. Основная доля прогнозных ресурсов приходится здесь на техногенные россыпи (прил. 7).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

ТОРИЙ

Радиоактивная аномалия тория (IV-2-12) интенсивностью 80–320 мкР/ч и площадью до 36 км^2 выявлена в процессе пешеходной гамма-спектрометрической съемки в бассейнах левых притоков р. Сахара Ким, Герой. Она приурочена к центральной части Лединской зоны и трассирует группу щелочно-ультрабазитовых штоков и ряд карбонатитовых проявлений с редкометалльно-редкоземельным оруденением. В северной части аномалии в маломощной зоне дробления установлена рассеянная вкрапленность торита (*пункт минерализации* IV-3-2). Параметры минерализации неясны.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

Проявление Дугинское (I-1-18) расположено в верхнем течении р. Дуга на востоке Горностахского рудного района и связано с известняково-доломитовой формацией [69]. Флюоритовая минерализация приурочена к субпластовой зоне брекчий доломитов фирской свиты и локализована в 4–6 м ниже ее кровли. Зона доломитовых брекчий мощностью 0,5–1 м прослежена маршрутными пересечениями на 3,5 км. Доломитовые брекчии сцементированы кварц-доломит-флюоритовым цементом. Содержание флюорита крайне неравномерно и варьирует от единичных вкраплений до 40–50 % объема цементирующей массы. Флюорит светло-серый, бледно-фиолетовый мелко- и крупнозернистый. Наблюдаются линзы ($0,2 \times 1,0 \text{ м}$) массивного прозрачного флюорита бледно-зеленого цвета. Температура декрипитации газово-жидких включений во флюорите составляет 200–360 °С, что указывает на его гидротермальный генезис. Имеющиеся данные свидетельствуют о принадлежности минерализации к кварц-доломит-флюоритовому минеральному типу флюоритовой формации [25]. Севернее, по простиранию фирской свиты, обломки флюорита встречаются на протяжении 8,5 км на правобережье и в устье р. Дуга. По заключению экспертов «Востоккварцсамоцветов», флюорит как оптическое и подделочное сырье интереса не представляет. Прогнозные ресурсы проявления флюорита (P_2+P_3) оцениваются в 805 тыс. т и 2,35 млн т руды, что приближает его к малому месторождению. Ресурсы не утверждены.

БАРИТ

Пункт минерализации (I-1-12) приурочен к субмеридиональной зоне трещиноватости в карбонатно-терригенных отложениях димской свиты. Здесь наблюдается серия разобщенных суб-

вертикальных кварц-пирит-баритовых и кварц-пиритовых прожилков и жил. При пересечении ими пластов песчаных доломитов наблюдаются их раздувы, вплоть до полного замещения доломитов в зоне трещиноватости кварц-барит-пиритовым агрегатом. Руды представлены (%) пиритом (50–70), баритом (10–15), кварцем (20–30), встречаются единичные зерна галенита. Барит наблюдается в виде мелкой вкрапленности, реже образует линзовидные тела мощностью до 0,1 м. Спектральным анализом штучных проб в рудах установлены (%): барий (0,7), стронций (0,1), свинец (0,1).

Вторичный геохимический ореол бария (I-1-24) выделен шлихогеохимическим методом в верхних притоках руч. Начар, дренирующих отложения верхнего рифея–венда. Здесь в шлиховых пробах установлены зерна барита, а спектральным анализом – устойчивые содержания бария (0,3–1,0 %). Наиболее вероятными источниками баритовой минерализации могут служить зоны дробления вдоль Чухонского надвига, на что указывает форма ореола, вытянутого в субмеридиональном направлении на 12–13 км.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

Принципиальная фосфоритоносность нижнекембрийских отложений установлена в суордахской и подошве акринской свит [90] и пестроцветной–иниканской свитах [51].

На левобережье р. Акра в основании акринской свиты (*пункт минерализации* III-1-2) штучным опробованием установлены повышенные содержания фосфора (0,05–1,33 %). По простиранию минерализация не прослежена.

Выделения фосфатов присутствуют и в *пункте минерализации* ванадия (I-2-1).

АПАТИТ

Значительные концентрации апатита связаны с редкометалльным оруденением. На *проявлении Гек* прогнозные ресурсы пятиоксида фосфора оцениваются по категории P_2 в 345,3 тыс. т при среднем содержании P_2O_5 – 2,84 % [78].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

АЛМАЗЫ

В связи с находкой алмаза при дражной отработке «Верхней» россыпи р. Аллах-Юнь [2], при ГДП-200 (листы P-53-XXIV,XXX,XXXVI) были проведены комплексные исследования, нацеленные на выявление возможных коренных источников алмаза. В результате изучения минералов тяжелой фракций протолок, отобранных из даек щелочных пикритов, а также из щелочных пикритов накалинской свиты левосахаринского комплекса, были выделены хромшпинелиды – минералы спутники алмазов. Их параметрические характеристики (прил. 5) свидетельствуют, по заключению эксперта В. В. Жукова (1998 г.) о том, что в составе левосахаринского комплекса могут присутствовать туффизиты, аналогичные по составу лапроитовым алмазонным туффизитам Урала.

Другая находка минерала-спутника алмазов – хромдиоксида приурочена к метакarbonатным (?) породам пикской свиты верхнего девона (руч. Пик), а в конгломератах якской свиты нижнего карбона (руч. Веселый) найден хромшпинелид. Полученные материалы указывают на возможность размещения на этих уровнях вторичных коллекторов алмазов.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ИЗВЕСТНЯК

Левосахаринское месторождение (III-3-25) образовано слабopесчанистыми известняками хамамытской свиты, обнажающимися в мульде синклинали. При мощности 160–180 м известняки образуют широкое поле выходов, в поперечнике достигающее 500–600 м. Химический состав известняков: CaO – 46,71 %, MgO – 2,04 %, нерастворимый остаток – 12,16 %. Они ха-

рактируются следующими показателями: коэффициент заполнения – 1,5, силикатный модуль – 7, глиноземный модуль – 4,0. По химическому составу и гидравлическому модулю ОСТ-2644 известняки отвечают классу «Ж» и пригодны для производства маломagneзиальной сильно гидравлической извести. Прогнозные ресурсы (P₂) месторождения составляют десятки млн м³ известняка [75].

Имеющиеся сведения по составам карбонатных и карбонатсодержащих пород рифея–венда (прил. 6) свидетельствуют об их пригодности для изготовления извести и цемента различных марок.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Рассматриваемая территория охватывает фрагменты трех минерагенических зон: Аллах-Юньской, Сетте-Дабанской и Кыллахской. Структурно-минерагенические элементы, выделяемые на площади листа, отражены на схеме минерагенического районирования.

В Аллах-Юньской золоторудной МЗ (1) расположен Аллахско-Джелинджинский золоторудный район (1.1), сложенный терригенными турбидитовыми толщами верхоянского комплекса. Известные здесь коренные месторождения и проявления золота объединены в *Селляхско-Хотунский золоторудный узел* (1.1.1). Его структура характеризуется серией кулисообразно синклиналей, образованных позднекаменноугольно-пермскими породами. На их крыльях обнажается суркечанская свита (рудовмещающий уровень), вмещающая большую часть золотого оруденения. Юго-восточнее, на левобережье р. Аллах-Юнь, расположен *Мугунский перспективный золоторудный узел* (1.1.2), структурно-образованный одноименной синклиналью, в западном крыле которой обнажаются суркечанская свита с проявлением золота Татьянаино. В юго-восточном углу территории прослеживается незначительный по площади фрагмент *Минорской золоторудной зоны* (1.2.1), относящейся к Юдомо-Аллах-Юньскому золоторудному району (1.2).

Строение Сетте-Дабанской золото-редкометалльно-редкоземельно-меднорудной МЗ (2) характеризуется чешуйчато-надвиговыми дислокациями ранне-среднепалеозойских карбонатных и терригенно-карбонатных комплексов, инъецированных многочисленными палеозойскими малыми интрузиями долеритов. *Лединская редкоземельно-редкометалльная рудная зона* (2.0.1) контролируется областью распространения щелочно-ультраосновного магматизма. На ее северном фланге известно Габбро-Батракское рудное поле (2.0.1.1), специализированное на редкие земли. На северо-востоке МЗ расположено Сетаньинское золоторудное поле (южная часть) (2.0.0.1), контролируемое на соседней к северу территории интрузиями долеритов и ареалом россыпной золотоносности. Вдоль западной границы МЗ прослеживается *Акринский золото-ванадиево-фосфатноносный уровень*, рассматриваемый в региональном плане как перспективный на ванадий и сопутствующие металлы (в т. ч. золото).

Большую часть Кыллахской железо-медно-свинцово-цинковорудной МЗ (3) занимает Горностахский цинк-свинцово-барит-железо-золоторудный район (3.1), размещенный в пределах одноименной антиклинали, сложенной карбонатными и терригенно-карбонатными породами рифея-венда. В центральной его части выделяется *Горностахская потенциально платиноносная перспективная площадь*. На юго-востоке Кыллахской МЗ прослеживается *Иниканский ванадиево-фосфатноносный уровень*, объединяющий образования кремнисто-аргиллит-известняковой формации нижнего-среднего кембрия (пестроцветная и акринская свиты).

Ареалы промышленной россыпной золотоносности (золотороссыпные *Хандинский* (0.0.1), *Сегенинский* (0.0.2), *Хочулуканский* (0.0.3), *Баатылинский* (0.0.4) и *Широкинский* (0.0.5) узлы) в целом контролируются золоторудными зонами, узлами, полями. Исключение составляет Широкинский золотороссыпной узел. Значимые для россыпеобразования золоторудные объекты здесь неизвестны. Также выделена *перспективная площадь на золото-сульфидное оруденение*.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Размещение полезных ископаемых подчиняется в целом выделяемым здесь рудоконтролирующим факторам и признакам.

Позднепротерозойский рудный комплекс развит в Кыллахской МЗ. Он специализирован на согласное оруденение меди, свинца и цинка, железа, фосфорита, барита, флюорита.

Размещение рудных объектов контролируется, главным образом, литологическим, страти-

графическим факторами, в меньшей степени – структурным, магматическим и геоморфологическим.

Литолого-стратиграфический фактор проявляется в строгой приуроченности полезных ископаемых к осадочным формациям (свитам) или их частям. Осадочные железные руды контролируются конгломератами бикской свиты, пластами аргиллитов и алевролитов вильской и эльдиканской свит, а за пределами территории саларской, гренской, талынской свит. Медистые песчаники распространены в пестроцветной терригенной формации (бикская свита), где размещены на двух уровнях: в ее основании и на границе сероцветной и красноцветной частей свиты. В верхней части этой формации (мускельская свита) распространены медистые песчаники и сланцы. Медная минерализация в карбонатных породах контролируется пластами доломитов расположенными в кровле светлинской свиты и в малской свите. С карбонатными породами связана и свинцово-цинковая минерализация. Стратиформная флюоритовая минерализация контролируется зоной доломитовых брекчий расположенной в 4–6 м ниже кровли фирской свиты. Минерализация кварц-баритового типа встречается исключительно в пластах доломитов.

Литолого-фациальный фактор влияет на размещение стратиформного оруденения по площади рудного района. Медистые песчаники распространены преимущественно в тех частях пестроцветной терригенной формации (бикская свита), где зафиксированы ее наибольшие мощности (западное крыло Горностахской антиклинали). Это же положение справедливо и для оруденелых доломитов светлинской свиты. Медистые песчаники и сланцы мускельской свиты установлены по всему периметру ее выходов, что связано с относительным постоянством ее породного состава и мощности.

Структурный фактор контролирует размещение минерализации свинца-цинка и барита. Их проявления приурочены к зонам стратиграфических несогласий. Баритовая минерализация в бассейне р. Начар контролируется Чухонойским надвигом.

Геоморфологический фактор определяет размещение остаточных лимонитовых руд в местах выхода на дневную поверхность сидеритовой минерализации на участках со слаборасчлененным пологим рельефом.

Магматический фактор контролирует размещение медной минерализации в силлах и дайках рифейских долеритов.

Поисковые признаки помогают в значительной степени сократить площади поисков того или иного вида полезных ископаемых, позволяя в ряде случаев находить рудные тела.

Минералогический признак. Появление в кварцевых песчаниках новообразованных ярко-зеленых чешуек фуксита свидетельствует о наличии в них хромсодержащих минералов, в том числе спутников алмазов (хромдиоксидов, хромшпинелидов). «Медная зелень» на поверхности выветривания осадочных и магматических пород указывает на наличие в них медной или медно-полиметаллической минерализации.

Литолого-структурный признак выражается в связи рудной минерализации с горизонтами межпластовых доломитовых брекчий. Полиметаллическая, баритовая и флюоритовая минерализация контролируется зонами брекчирования пород.

Ордовикский рудно-магматический комплекс объединяет месторождения и проявления редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формации с сопутствующей минерализацией меди, золота, флюорита и апатита. Их размещение определяется магматическим, метасоматическим, петрологическим и структурным факторами.

Магматический фактор. Породы лединского интрузивного комплекса заражены редкими металлами и редкими землями, но их промышленные концентрации известны лишь в определенных типах карбонатитов. Проявления ниобия связаны с карбонатитами, локализованными в интрузивных породах комплекса (массивы Гек, Герой), либо с карбонатитовыми жилами в поле развития метасоматических доломитов. Редкие земли образуют промышленные концентрации в штокверковых телах карбонатитов, размещающихся, как принято считать в настоящее время, в надинтрузивных зонах невоскрытых щелочно-ультраосновных массивов.

Метасоматический и петрологический факторы тесно увязаны друг с другом. Пневматолитово-гидротермальные процессы определяли последовательность формирования карбонатитов. Промышленная ниобиевая минерализация приурочена к карбонатитам амфибол-кальцитового, флогопит-кальцитового, доломитового и анкеритового состава; редкоземельная – связана с карбонатитами барит-флюорит-анкеритового и доломит-анкеритового (с флюоритом) состава. Вертикальная петрологическая зональность оруденения тесно увязана с метасоматической, выражающейся в приуроченности ниобиевой минерализации к амфибол-доломит-кальцитовой фазе карбонатитообразования и сменой ее вверху метасоматической колонны барит-флюорит-доломит-анкеритовыми карбонатитами с редкоземельной минерализацией.

Структурный фактор проявляется в связи оруденения с субмеридиональной зоной сближенных тектонических нарушений взбросово-сдвигового типа, рассматриваемых как отражение «Бурхалинского глубинного разлома». Следует отчетливо представлять, что современная структура была сформирована в позднем мезозое, прямого отношения к формированию этих месторождений не имеет, а ее рудоконтролирующее значение проявляется опосредованно, следуя, вероятно, стратегическое направление палеозойской структуры.

Среди поисковых признаков на редкометалльно-редкоземельное оруденение наиболее выразительным является литологический признак. Карбонатитовые тела и метасоматические доломиты легко опознаются в маршрутных наблюдениях благодаря своей коричнево-бурой, бурокрасной окраске.

Минералогический признак. Вкрапления и прожилки фиолетового флюорита наиболее вероятно указывают на присутствие здесь бастнезит-паризитового оруденения. Напротив, наличие в карбонатитах амфибола и флогопита свидетельствуют скорее о ниобиевой минерализации.

Радиометрический признак. Оруденелые карбонатиты обладают повышенной радиоактивностью (от 20–40 до 400 мкР/ч).

Геофизический признак. При аэромагнитометрической съемке интрузии щелочно-ультраосновных пород фиксируются изометричными магнитными положительными аномалиями с приращением $(\Delta T)_a$ от 80–90 нТл на нескрытых эрозией интрузиями и до 2 340 нТл – в районе массива Поворотный (за южной рамкой листа).

Девонский рудно-магматический комплекс. Здесь сохраняется значение рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков, рассмотренных при характеристике ордовикского комплекса. Рудогенерирующим редкометалльно-редкоземельную минерализацию здесь являются интрузии левосахаринского комплекса, образованные преимущественно дайками и небольшими штоками калиевых сиенитов, щелочных метапикритов и щелочными породами сложного состава. Все породы комплекса и его производные – метасоматические карбонатные породы, заражены редкими металлами, но значимые концентрации ниобия известны лишь в карбонатизированных калиевых сиенитах (шток Батрак).

Формирование **мелового рудного комплекса** явилось одним из главных металлогенических событий в истории развития Южного Верхоянья и Сетте-Дабана.

Модели формирования пластового золотого оруденения базируются на двух различных источниках поступления рудного вещества. В первом случае источником золота считаются золотоматеринские черносланцевые углеродистые толщи [6, 20], обогащенные в результате сложных седиментационно-диагенетических процессов железом, мышьяком, золотом, серебром, никелем, кобальтом и др. элементами. На этапе катагенетических преобразований, связанных с мезозойской коллизией и подчиненных ей сложных процессов зонального метаморфизма и стресс-метаморфизма, происходило формирование металлоносных флюидных систем, служивших механизмом сорбирования золота и сопутствующих ему металлов с огромного объема золотоматеринских пород алевролитово-аргиллитовой турбидитовой формации и переноса их в области литодинамических разгрузок, которыми, в частности, служили зоны межпластовых срывов в пачках пород различной компетентности, где формировались золоторудные пластовые жилы оночолах-дуэтского промышленного типа. С проявлением гранитоидного магматизма, функционирование флюидных систем усложнилось привнесением эндогенного рудного вещества. В другом случае, указывается на эндогенный источник золота как первичный. Свидетельством тому приводятся положительные корреляционные связи золота с фемическими элементами Ti, Co, Ni, Cr, а также ювенильный, либо смешанный состав изотопов серы в сульфидах.

Независимо от нерешенности до конца вопроса об источнике золота, размещение в пространстве золоторудных месторождений оночолах-дуэтского типа определяется в целом следующими рудоконтролирующими факторами.

Литолого-стратиграфический фактор. Золотое оруденение контролируется алевролитово-песчаниковой формацией верхнего карбона–нижней перми (суркечанская и халыинская свиты). Промышленное оруденение локализовано в ее нижней части, являющейся рудовмещающим уровнем (нижнесуркечанская подсвита). Рудовмещающую формацию подстилает золотоматеринская аргиллитово-алевролитовая турбидитовая формация ранне-среднекаменноугольного возраста, являющаяся благоприятной средой для размещения прожилково-вкрапленной золото-кварцевой и золото-сульфидной минерализации.

Структурно-тектонический фактор. Анализ структуры рудных полей месторождений оночолах-дуэтского типа свидетельствует об их приуроченности к слабодислоцированным складчатым структурам, осложненным зонами мелкой складчатости. Линейные участки с напряженными дислокациями рудовмещающей формации промышленной коренной золотоносностью не

обладают, но служат источником россыпного золота. Контроль размещения пластовых жил песчаниково-алевролитовыми пачками осуществляется благодаря контрастной гетерогенности упруго-пластических свойств этих пород. В результате дислокационных напряжений в них формировались межпластовые срывы, в которых образовались пластовые кварцевые жилы с золотом.

Магматический фактор. Прямые данные о связи промышленного золотого оруденения с магматическими образованиями отсутствуют. На соседней к юго-востоку территории (лист Р-54-XXXI) известно Задержнинское месторождение с секущим золото-кварцевым оруденением, локализованное вблизи массива гранитоидов. Возможно, секущие кварцевые жилы исследуемой территории, считающиеся более поздними относительно согласных, имеют парагенетические связи с производными гранитоидного магматизма. Свидетельством тому могут служить единичные дайки меловых диоритовых порфиритов и лампрофиров анчинского комплекса, присутствующие на золоторудных узлах. В Сетте-Дабанской МЗ палеозойские силлы и дайки габбродолеритов вмещают золото-кварцевую минерализацию (Сетаньинское рудное поле) и контролируют россыпную золотоносность левых притоков р. Белая (Хандинский золотороссыпной узел).

Геоморфологический фактор. Подавляющее большинство золотых россыпей является русловыми и пойменно-русловыми при подчиненном распространении террасово-пойменных россыпей, в том числе глубоко погребенных (до 120 м). Формирование их происходило практически непрерывно с момента достижения базисом эрозии рудоносных структур. Перерывом россыпеобразования послужило позднечетвертичное оледенение, граница которого проходила с севера на юг в восточной части территории листа. В этот период были захоронены богатые россыпи Хочулуканского и Баатылинского золотороссыпных узлов. В этой связи, возможно нахождение подобных россыпей на левобережье р. Аллах-Юнь в пределах Мугунской перспективной рудной зоны, где ледниковые отложения достигают большой мощности.

Метаморфический фактор, по мнению многих исследователей (Н. Г. Андриянова [4, 46], М. К. Силичева [29, 79], И. В. Кунаева [67] и др.), является одним из основных контролирующих концентрацию или рассеяние золота. Возможность кристаллизации золота из флюидов существовала лишь в узком интервале Р–Т условий, соответствующих серицит-хлоритовой и, частично, биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

Отрицательным фактором в размещении промышленного оруденения является высокая степень метаморфизма рудовмещающей среды (тектониты, бластомилониты), совпадающая, как правило, с осевыми зонами крупных тектонических нарушений.

Основным поисковым признаком пластового золотого оруденения оночолах-дуэтского типа является наличие пластовых и лестничных кварцевых жил в песчаниках или на контактах песчаников и алевролитов, при этом мощность пластов песчаников не должна превышать 10–15 м. Для локализации золотого оруденения благоприятны участки пересечения песчаников зонами кливажа; участки ундуляции шарниров и замыкания складок; мелкая складчатость на крыльях складок. Оптимальная мощность кварцевых жил составляет 1–2 м, при ее увеличении содержания золота падают. В раздувах кварцевых жил золото обычно концентрируется в одном из контактов. Для секущих жил благоприятным признаком является их сопряженность с согласными жилами. Ассоциация видимого золота с арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом служит косвенным указанием промышленной ценности оруденения. Видимое золото без сульфидов обычно для непромышленных объектов. Важным показателем рудоносности является наличие ореолов арсенопиритизации, обычно более выдержанных по простиранию, чем рудные тела. Слепые рудные тела обычно сопровождаются ПГХО мышьяка, свинца и цинка, серебра и свинца.

Геофизические признаки выражаются в приуроченности оруденения к полям линейно-вытянутых слабоконтрастных магнитных аномалий интенсивностью 30–90 нТл, на фоне общего гравитационного минимума.

При поисках пластового золото-кварцевого оруденения следует учитывать, что золото в пластовых жильных телах распределяется в виде рудных лент, установить положение которых возможно лишь по результатам опробования. Благодаря пониманию этой закономерности, разработанной В. А. Слезко, были разведаны и переоценены месторождения оночолах-дуэтского типа. Напротив, на проявлениях с прожилково-кварцевым секущим оруденением следует ожидать столбового (субвертикального) распределения золота.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ И ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Перспективы рассматриваемой территории на комплекс полезных ископаемых (прил. 8, 9) базируется на изучении большого объема материалов, полученных за длительный период времени.

КЫЛЛАХСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Рассматриваемая часть территории, несмотря на широкое развитие минерализации свинца, цинка, меди, железа, барита, является малоперспективной на обнаружение здесь промышленных объектов этих видов минерального сырья.

Перспективной на золото, но слабо изученной, является предталынская кора выветривания, фрагменты которой наблюдаются в отдельных обнажениях под талынским несогласием. Ее золотоносность установлена М. С. Щербаковым в процессе ГДП-200 (лист Р-53-XXIV) в устье руч. Трехгорка. Здесь в доломитах трехгорской свиты наблюдаются небольшие карстовые трещины, заполненные псаммитовым пиритизированным кальматолитом, по составу идентичным кварцевым песчаникам талынской свиты. Содержание золота в кальматолитах составляет 0,2–21,8 г/т.

Установленные А. Е. Соболевым и Э. И. Кутыревым платино-палладиевые аномалии в среднерифейской песчаниково-алевролитовой формации на западном крыле Горностахской антиклинали (западнее рамки листа), аналогичные аномалиям в этой же формации (тоттинская свита) на юге Сетте-Дабана (р. Северный Уй, Челасин), позволили сделать им предположение о возможности нахождения на этих уровнях стратиформного оруденения элементов платиновой группы и сопутствующих металлов [30]. Известные проявления платиноидов в черносланцевых формациях являются, как правило, комплексными (Mo, Zn, Ni, Au, Y, V, Ag). В России, примером такого оруденения может служить Бульбухтинское проявление ЭПГ в среднерифейских отложениях Прибайкало-Патомского бассейна (Л. Б. Макарьев, 1955). Подобные проявления известны в Северной Америке, Юго-Восточном Китае, Австралии [18, 20]. В процессе ГДП-200 были сделаны единичные пересечения потенциально рудоносных черносланцевых толщ среди отложений пионерской, светлинской, бикской, мускельской свит на восточном крыле Горностахской антиклинали (руч. Светлый). Положительных результатов на ЭПГ они не дали. Однако, на данной стадии изученности этого вопроса, полученный отрицательный опыт не снимает актуальности изучения стратиформного оруденения ЭПГ на Горностахской перспективной платиноносной площади. Рекомендуется проведение тематических и специализированных поисковых работ, нацеленных на выявление рудоносных уровней, которые могут быть приурочены к внутрiformационным несогласиям потенциально рудоносных толщ.

Иниканский ванадиево-фосфатоносный уровень представлен кремнисто-аргиллитово-известняковыми отложениями пестроцветной и иниканской свит с признаками фосфоритоносности, отмеченными на соседних к югу и западу территориях. Являясь латеральным аналогом металлоносной акринской свиты (Сетте-Дабанская МЗ), он может рассматриваться как перспективный на металлоносные сланцы (ванадий).

Учитывая слабую изученность этих отложений, рекомендуется постановка тематических работ.

СЕТТЕ-ДАБАНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Перспективы Сетте-Дабанской МЗ связаны в первую очередь с *Лединской редкоземельно-редкометалльной рудной зоной*, где развиты поля плохообнаженных гидротермалитов доломит-анкеритового состава. Здесь возможны находки карбонатизированных штоков и даек трахисениитов с ниобиевой минерализацией типа проявления Трубка и жил карбонатитов. Прогнозные ресурсы (Р₃) ниобия этого типа оруденения оцениваются минимум в 5,0 тыс. т Nb₂O₅ [75]. Под редкоземельным проявлением Батрак на глубине 300–500 м прогнозируется нескрытый массив щелочно-ультраосновных пород. В связи с этим, здесь прогнозируется месторождение ниобия, ресурсы (Р₃) которого оцениваются, по аналогии с месторождением Поворотное, в 375 тыс. т Nb₂O₅ [75]. Перспективы редкоземельной минерализации связаны с поисками рудных штоков с богатыми концентрациями редких земель. Прогнозные ресурсы (Р₃) редких земель оценены в 25 тыс. т [75].

Кроме того, здесь известны пункты минерализации золота в дайках щелочных пикритов,

карбонатитовых и кварцевых жилах с содержанием золота – от следов до 1,4 г/т. Прогнозные ресурсы (P_3) золота оценены здесь в 2,18 т [75]. Возможно попутное извлечение золота при разработке редкометалльно-редкоземельных руд.

Перспективными на обнаружение нескрытых ниобиеносных щелочно-ультраосновных массивов являются магнитные аномалии, известные к востоку от рудной зоны в бассейне рр. Силур–Широкая (IV-3-23, 25, 28) и севернее, на левобережье р. Сахара (IV-2-1). Они подлежат заверке с проведением комплекса геофизических работ.

Оценка прогнозных ресурсов золота Сетаньинского рудного поля (P_2 – 17,4 т), рудные объекты которого расположены за северной рамкой территории (лист Р-53-XXIV), сделана А. В. Сагиром [75]. Большая часть золота рассеяна в кварцевых и карбонатно-кварцевых жилах, локализованных, большей частью, в силлах и дайках габбродолеритов сеттедабанского комплекса, выходы которых прослеживаются на восточном крыле Хотунской синклинали. Подобного типа золотая минерализация широко распространена в северной части Сетте-Дабана [16] и, вероятно, является одним из источников золота *Хандинского золотороссыпного узла*. Бедные содержания золота в рудах не оставляют надежды на их промышленное освоение.

Проблема нетрадиционных месторождений золота Сетте-Дабана и Южного Верхоянья в настоящее время положительного решения не имеет. Исключением является Тас-Юряхское месторождение в закарстованных и окварцованных доломитах усть-юдомской свиты венда на юге Сетте-Дабана, рассматриваемое [6] в одном формационном ряду с Лебединским и Куранахским месторождениями Южной Якутии. На рассматриваемой территории проявления золота описанного выше типа не установлены.

Здесь наметилась площадь, на которой известна минерализация золота, предварительно отнесенная к золото-кварцево-сульфидному и золото-сульфидному типам. На этой площади известны пиритизированные зоны рассланцевания среди отложений аргиллитово-известняково-калькаренитовой турбидитовой формации среднего ордовика (саккырьская, лабыстахская свиты) и девона (пикская свита), контролируемые мезозойскими взбросами и надвигами (Паутский, Фокинский и др. разломы). Содержания золота в них по данным нейтронно-активационного и пробирного анализов (лист Р-53-XXXVI) варьируют от 0,002 до 0,1 %, нередко достигая 1,0–1,5 г/т. К этим же зонам приурочена золото-кварцево-сульфидная минерализация, представленная зонами прожилкового окварцевания и кварцевыми штокверками с содержаниями золота – до 2,5 г/т. Установленные здесь в последнее время типы коренной минерализации золота могли служить одним из источников россыпей *Широкинского золотороссыпного узла*, золото которого отличается от «верхоянского» золота в россыпях Аллах-Юньской зоны на порядок более низкими содержаниями в примесях мышьяка. Опыт изучения золотоносности сульфидизированных зон повышенной трещиноватости в различных регионах мира свидетельствует о связи с ними мелких месторождений золото-кварцево-сульфидного типа. На северо-востоке России примером подобного оруденения золота являются минерализованные и пиритизированные ордовикские кварц-хлоритовые сланцы, развитые вдоль швов надвигов на Селеняхско–Уэндинском междуречье (хр. Тас-Хаяхта), где большая часть золота находится в пирите [13].

Выделяемая на правобережье р. Аллах-Юнь перспективная площадь может служить одним из полигонов для постановки тематических и, возможно, специальных поисковых работ на золото-кварцево-сульфидную и золото-сульфидную минерализацию. Прогнозные ресурсы (P_3) золота этой площади можно оценить в объеме малого месторождения – 5,0 т золота.

В устьевой части р. Суордах, *Акринский золото-ванадиево-фосфатноносный уровень* сопровождается россыпной золотоносностью. В связи с этим в различные годы проводились поиски возможных коренных источников золота, которые показали противоречивые результаты. По данным нейтронно-активационного анализа проб, отобранных на Суордахском полигоне, вскрывающем разрез черносланцевой акринской свиты, содержания золота в аргиллитах и алевролитах варьируют от 0,004 до 0,01 г/т. В другом случае пробирный анализ штучных и сколково-бороздовых проб, отобранных при ГДП-200 из различных уровней акринской свиты и характеризующихся значительной концентрацией (до 5–10 %) тонкозернистого пирита, показал содержания золота в некоторых пробах – 0,2–0,4 г/т. В гидротермально-метаморфогенных кварцево-жильных телах и окварцованных зонах дробления содержание золота резко возрастает до 1,6 г/т. В одном случае мелкие выделения самородного золота (0,03 мм) наблюдались в аншлифе [84]. В монофракциях сидерита содержания золота достигают 6,8 г/т.

Имеющиеся материалы позволяют рассматривать отложения акринской свиты как золото-материнские, где на участках термальнодислокационного метаморфизма возможны проявления прожилково-вкрапленного золото-кварцево-сульфидного оруденения.

Кроме того в основании черносланцевой акринской свиты выделен интервал 2,7 м, обла-

дающий повышенной ванадиеносностью (см. подраздел «Ванадий»). Минерализация ванадия прослеживается, вероятно, на значительные расстояния, о чем свидетельствуют проявления ванадия в этих же отложениях на севере Сетте-Дабанской МЗ в бассейне р. Восточная Хандыга (руч. Томпурок). Ближайшим аналогом этих проявлений можно считать ванадиеносные черные сланцы проявления руч. Надежда Енисеевского кряжа [10]. Близкая по типу минерализация, серебряно-ванадиевых и ванадиевых сланцев, известна на Южно-Китайской платформе. Молибден-ванадиевые сланцы распространены в районе Большого Каратау [20]. Их отличает выдержанность рудоносных горизонтов (200–4 000 км) при незначительной мощности (см–м, до 100 м). Для минерализации этого типа характерна тесная пространственная ассоциация, часто в пределах одного литолого-стратиграфического комплекса, с фосфором, молибденом, никелем, ураном, золотом, ЭГП. Рекомендуется постановка тематических работ и специализированных поисков масштаба 1 : 50 000.

АЛЛАХ-ЮНЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Перспективы на золото Аллах-Юньской МЗ связаны с рудными узлами **Аллахско-Джелинджинского золоторудного района**.

Оценка прогнозных ресурсов *Селляхско-Хотунского золоторудного узла* на площади листа проведена через удельную площадную продуктивность эталонных объектов. Было выделено два таких объекта. Оночолаское месторождение для Хотунской синклинали (площади) с удельной продуктивностью – 2,5 т/км² и Буларское месторождение для Селляхской синклинали (площади) с удельной продуктивностью – 1,0 т/км². Коэффициент надежности при расчетах был принят 0,7. При расчете были уточнены площади выходов продуктивного уровня в пределах площади листа и исключены разведанные участки. Прогнозные ресурсы (P₂) составили 47 140,0 кг золота [65]. Ресурсы не утверждены.

Мугунский перспективный золоторудный узел [65] выделен на основании присутствия здесь практически всех рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков золотого оруденения оночоласко-дуэтского типа. Отсутствие разведанных промышленных россыпей золота связано здесь с большими мощностями ледниковых отложений и тяжелыми горнопроходческими условиями, затрудняющими поисковые работы. Отрицательным фактором является степень метаморфического преобразования пород центральной части рудного узла, соответствующая биотитовой субфации, поэтому при расчете использовался пониженный коэффициент надежности (0,5). Прогнозные ресурсы (P₃) золота рудного узла (в пределах площади листа) оценены через линейную удельную продуктивность (0,51 т/км) Селляхско-Хотунского рудного узла [62]. Протяженность выходов суркечанской свиты в пределах узла составляет 38 км. Прогнозные ресурсы золота категории P₂ оцениваются в 10,0 т золота. Ресурсы не утверждены. Рекомендуется проведение специализированных поисков масштаба 1 : 50 000 с применением большого объема дистанционных методов.

Проблема коренного золота Южно-Верхоянского региона связана с несоответствием выявленных ресурсов россыпного золота, часто на порядок превышающих ресурсы известных месторождений и проявлений. В золотых россыпях Аллах-Юньской МЗ известно два основных типа золота: «высокопробное» (800–900) и «низкопробное» (~750). «Высокопробное» золото по своим характеристикам соответствует золоту в коренных источниках, относимых к пластовому промышленному золото-кварцевому типу известных здесь месторождений, т. н. оночоласко-дуэтский тип. «Низкопробное» золото (лист P-53-XXXVI), занимающее значительный объем в россыпях, в настоящее время связывается с прожилково-жильным секущим золото-кварцевым оруденением, локализованным большей частью в аргиллитово-алевролитовых отложениях раннего–среднего карбона, где известны многочисленные точки минерализации и мелкие проявления. Нередко они образуют серии секущих жил и прожилков, контролируемые зонами дробления и окварцевания. Распределение золота в них столбовое, содержания низкие (2,0–2,5 г/т). Эти объекты, в отличие от пластового оруденения, имеют площадной характер, что при благоприятных условиях дает возможность их отработки на массу открытым способом (Краснопольский В. С. и др., 1988ф; Шитова В. И. и др., 1984ф). Учитывая значительный объем этого золота в россыпях, поступившего туда в следствие большого объема эродированных золото-вещающих черносланцевых толщ нижнего–среднего карбона, можно сопоставить ресурсы «секущего» и «пластового» золота примерно в равных количествах, что позволяет значительно расширить прогнозную базу на коренное золото Южного Верхоянья.

На этой же площади имеются признаки оруденения золото-сульфидной и черносланцевой формации, приуроченные к пиритизированным зонам рассланцевания, но в связи с метаморфизмом пород в пределах рудных узлов, вряд ли возможно появление месторождений этой

формации.

Возвращаясь к вопросу о соответствии ресурсов коренного и россыпного золота, следует отметить, что расположенное в этом регионе уникальное по запасам золота Нежданинское месторождение золото-сульфидно-кварцевого типа, в настоящем эрозионном срезе явилось источником лишь мелких россыпей золота.

Россыпное золото. Дальнейший прирост запасов россыпного золота может происходить за счет доразведки техногенных россыпей, а также непромышленных россыпей руч. Аммонитовый, Крестовый, Серебряный, Сред. Сулаки, устьевых участков руч. Хочулукан, Хотун-Юрях [65]. Открытие новых мелких россыпей возможно в древнем тальвеге у левого борта долины р. Баатылы, ниже устья руч. Шов, где прогнозируется россыпь протяженностью до 3 км, при глубине залегания 10–15 м [86]. Перспективными на промышленную золотоносность представляются водотоки, дренирующие территорию Мугунского рудного узла – руч. Анакчан, Талалах, Паут, Нюк [65]. Разведка этих ручьев требует проведения комплекса горнопроходческих работ, включая бурение и проходку шурфов.

Алмазы. Сведения о находках алмазов и их спутников во фронтальной зоне Верхоянского складчатого пояса приводились в последнее время в публикациях К. К. Левашова, В. А. Амузинского, А. С. Урзова, Н. И. Гогиной и др. Здесь известны три участка с проявлениями алмазов, два обширных ореола муассанита и несколько шлиховых полей минералов-спутников [3].

В Южном Верхоянье алмаз был найден в россыпи золота р. Аллах-Юнь. В этой связи на площади листов Р-53-XXIV, XXX, XXXVI при ГДП-200 были проведены работы, направленные на поиски возможных коренных источников алмазов. Хромшпинелиды, в том числе высокохромистые (Cr_2O_3 – 54,94 %), были найдены в туфах (?) щелочных пород левосахаринского комплекса на уровне основания накалинской свиты верхнего девона и в дайках щелочных метапикритов (р. Лев. Сахара). Кроме того, присутствие хромшпинелидов установлено в базальных кварцевых песчаниках и гравелитах талынской свиты нижнего рифея, сытыгинской и начарской свит венда (р. Белая). В метакarbonатных (?) породах пикской свиты среднего девона (руч. Пик) найден хромдиопсид, а в конгломератах якской свиты нижнего карбона (руч. Веселый) установлен хромшпинелид. При этом выявлено широкое распространение в этих породах ярко-зеленых чешуек фуксита – индикатора хромсодержащих минералов. Нельзя исключить возможность появления вторичных коллекторов на уровне сепаньинской толщи среднего ордовика, где среди кварцевых песчаников визуальное установлено присутствие фуксита, а также уровень юкандинской свиты венда. Таким образом, одним из наиболее вероятных источников алмазов здесь могут являться вторичные коллекторы, положение которых в разрезе фиксируется базальными слоями оснований крупных тектонических ритмов.

Находки минералов-спутников алмазов в щелочных эффузивах накалинской свиты верхнего девона и дайках левосахаринского комплекса, близких по составу к лампроитам, позволяют предполагать возможность появления здесь образований лампроитовой серии аналогичных алмазоносным туффизитам Урала. В этой связи интересна находка хромдиопсида в метакarbonатных (?) породах пикской свиты (руч. Пик), где в непосредственной близости известны небольшие изометричные магнитные аномалии, оцениваемые как отражение невоскрытых массивов щелочно-ультраосновных пород.

Кроме того, шлиховым опробованием, проводимым А. И. Старниковым (1997 г.) с отбором большеобъемных проб, в водотоках, дренирующих поле развития щелочно-ультраосновных пород лединского и левосахаринского комплексов, и в правобережных притоках р. Аллах-Юнь было установлено присутствие муассанита.

На площади этих листов, на участках распространения потенциально алмазоносных пород, необходима постановка тематических работ с проведением в дальнейшем специализированных поисков масштаба 1 : 50 000 на перспективных участках.

Строительные материалы. Прогнозные ресурсы карбонатных пород определяются широким распространением в разрезе осадочной толщи рифея–венда известняков и мергелей. Ресурсы этого строительного сырья исчисляются сотнями млн м³.

Кроме того, потенциальным источником строительных материалов являются малые интрузии габбродолеритов, пригодных для изготовления бутового камня, заполнителей тяжелых бетонов, базальтового волокна. Прогнозные ресурсы этого вида сырья превышают десятки млн м³.

Гравийно-галечные смеси, широко развитые в долинах крупных водотоков, могут применяться для отсыпки дорог и как заполнители бетонов, запасы их так же не ограничены.

Суглинки и глины террас р. Аллах-Юнь могут быть использованы в качестве сырья для изготовления кирпича.

Все эти виды сырья могут быть дополнительно разведаны в случае их использования в

строительной индустрии района.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах Сетте-Дабанского (80 %) и Южно-Верхоянского (20 %) гидрогеологических массивов. В пределах первого развиты карбонатные и карбонатно-терригенные породы (RF_1-C_1) с трещинно-карстовыми и трещинными водами, а в пределах второго – терригенные отложения (C_1-P_1) с трещинными водами.

Гидрогеологические условия района определяются тремя основными факторами: повсеместным развитием в его пределах мощной толщи многолетнемерзлых пород; расположением его в горной местности; резко континентальным климатом.

Общая мощность многолетнемерзлых пород под долинами составляет 100–250 м, под возвышенностями – 300–500 м.

Специализированные гидрогеологические исследования проводились на Оночлахском месторождении Институтом мерзлотоведения СО АН СССР в 1971 г. В долине руч. Оночлах изучалась зависимость температуры от глубины залегания многолетнемерзлых пород. Замеры проводились по 5 скважинам. 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 0,1 °С. В нижних горизонтах изменения температуры сохраняются в пределах –5,5–7,7 °С. Сезонным вариациям температуры подвержены породы до глубины 130 м, при наибольшей амплитуде до глубины 30 м.

Под криолитозоной развита зона повышенной трещиноватости мощностью от 10–15 до 50 м, вмещающая подмерзлотные трещинные и карстово-трещинные напорные воды. Над криолитозоной в летнее время формируется слой сезоннотальных пород, мощность которого в зависимости от экспозиции склона, характера растительности (главным образом от толщины мохового покрова) и состава грунтов колеблется от 0,2 до 3 м. Под руслами водотоков в летне-осеннее время формируются подруслово-таликовые талики мощностью до 8–10 м. Таликовые зоны встречаются под руслами рек Аллах-Юнь, Сахара, реже – под старичными озерами.

Подземные воды района сосредоточены в водоносных комплексах четвертичных, терригенных каменноугольно-пермских и существенно карбонатных рифейско-среднепалеозойских отложениях. 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 сезоннотального слоя и водами подруслово-таликов. Питание четвертичного водоносного комплекса осуществляется в основном за счет просачивания атмосферных осадков и, в меньшей мере, за счет таяния льдистых грунтов, а в крупнообломочных отложениях – за счет конденсации водяных паров на поверхности мерзлых грунтов. Водупором служит верхняя граница многолетнемерзлых пород. Разгрузка грунтовых вод происходит в русла водотоков.

Химический состав надмерзлотных вод близок к составу поверхностных. Эти воды гидрокарбонатно-кальциево-магниевые с общей минерализацией – от 73,3 до 230,5 мг/л, слабощелочные с рН от 7,1 до 7,6 и мягкие – жесткость изменяется от 0,88 до 2,45 мг/экв.

Поверхностные и надмерзлотные воды являются на современном этапе освоения района главным источником водоснабжения.

Межмерзлотные воды в пределах района, вероятно, имеют не повсеместное распространение, так как они не встречены при бурении скважин на Оночлахском и Буларском месторождениях. К этому же типу относятся и воды таликовых зон, приуроченные к русловым и пойменным отложениям. В зимний период талики малых водотоков перемерзают. Сквозная таликовая зона предполагается по долине р. Аллах-Юнь, а небольшие замкнутые таликовые зоны – по рр. Сахара и Акра. Питание таликовых зон осуществляется за счет инфильтрации поверхностных вод, атмосферных осадков и частичной разгрузки подмерзлотных вод. Эти воды могут

быть использованы для хозяйственного и промышленного водоснабжения.

На существование в районе подмерзлотных вод указывают наледи по р. Сахара и руч. Звезда. Эти наледи сформированы за счет разгрузки трещинных и трещинно-пластовых подмерзлотных вод, излившихся по тектонически ослабленным зонам. Протяженность первой наледи – 1 км, второй – 250 м, а мощность, соответственно, 2,5 и 1,5 м. Обе наледи стаивают к концу июня.

Выходы подмерзлотных вод с дебитом 25 л/мин имеются по правому берегу р. Сахара у западного края территории. Вода без запаха и вкуса, на месте излияния имеет голубовато-серый цвет. По данным химического анализа вода относится к сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-магниевому типу с общей минерализацией – 31,47 мг/л и жесткостью – 12,04 мг/экв. В других районах Южного Верхоянья подмерзлотные воды обладают значительным напором и могут служить источником водоснабжения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория расположена в пределах мерзлотного, среднегорного ландшафта с развитием трех поясов растительного покрова: горно-тундрового (1 200–1 400 м), горной светлохвойной лиственничной тайги и редколесья (<1 000 м).

Выделяется шесть классов природного макрорельефа и один техногенный. Их характеристика приводится 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. Западная часть района (Горностахская цепь и хребет Сетте-Дабан) расположена в 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. Использованы 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). Содержание этих элементов в осадочных, магматических, метасоматических породах территории представлены в таблицах 1, 2 (прил. 14). Анализ таблиц показывает, что по отношению к нормативному среднечисловому содержанию избыток мышьяка ($K_k < 11,6$) отмечен в осадочных породах всего разреза, молибдена ($K_k = 12,8$) в акринской свите нижнего–среднего кембрия, стронция ($K_k = 9,6$) в известняках сеттедабанской свиты нижнего девона. Высокие содержания мышьяка ($K_k = 6,2–8,3$) установлены также в магматических породах, а стронция в ультрабазитах, карбонатизированных породах ($K_k = 8,1$) и карбонатах ($K_k = 5,7$). В потоках рассеяния в избытке фиксируется мышьяк, медь, в отдельных пробах – цинк, свинец, сурьма, кобальт.

В Лединской рудной зоне отмечается аномальное содержание (больше 2 региональных кларков) U, Th, Ce, La, выделяются радиоактивные аномалии тория со значением свыше > 60 мкР/ч (допустимая доза облучения природными источниками излучения 500 мбэр (60 мкР/ч)). В верховьях ручья Герой отмечается точечная аномалия со значением $> 3 000$ мкР/ч (допустимое аварийное облучение населения 10 бэр (1 200 мкР/ч)).

Аномалии потоков рассеяния (мышьяк – 6–32 ПДК, медь – 16–32 ПДК), первичных (2 и более региональных кларка) и вторичных (мышьяк, хром, медь – 16–32 ПДК) ореолов рассеяния образуют четкие ореолы вокруг рудных тел, магматических, метаморфизованных пород. Простирание аномалий в целом субмеридиональное.

В районе на локальных участках отобраны пробы почв и растений (прил. 14, табл. 3–5). По результатам опробования почв в бассейне р. Сахара выделены аномалии меди, мышьяка, хрома. В растениях содержания микроэлементов ниже 16 ПДК, их аномалии на схему эколого-геологических условий не вынесены. Содержания цинка ($K_k < 5,5$), свинца ($K_k < 78,9$), бора ($K_k < 6,2$), марганца ($K_k < 12,9$) в растениях больше, чем в почвах, растения эти элементы накапливают (прил. 14, табл. 6). Мышьяк, встречающийся в избытке, как в коренных, так и в рыхлых отложениях, в растениях не отмечается. Мышьяк, хром, ванадий растения не накапливают. Содержания остальных элементов в растениях и в почвах практически равнозначны; барий, никель, медь, кобальт, молибден содержатся иногда больше в растениях, иногда в почвах.

Воды района пригодны для водоснабжения (прил. 14, табл. 7). Содержание анионов, катионов, сумма минеральных веществ незначительны.

К зонам антропогенного воздействия, загрязняющим окружающую среду относятся районы отработанной и действующей золотодобычи (притоки рр. Аллах-Инь, Белой), участки лесозаготовок.

Полигоны отработки россыпей золота изменили ландшафты долин и представлены развалами промытой породы, на которых растительный покров полностью или частично отсутствует. Лес вблизи полигонов бесконтрольно вырублен для бытовых нужд. На участках разлива горюче-смазочных материалов растения почти не восстанавливаются. В целом, районы правых притоков р. Алла-Юнь 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

В процессе проведения 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;

– получили фаунистическое обоснование отложения нижнего, среднего ордовика (саккырырская, лабыстахская свиты), верхнего девона (левосахаринская свита);

– на основе современных радиоизотопных данных уточнен возраст улаханбамского долеритового (начало позднего рифея) и лединского пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитового комплекса;

– выделен суордахский долеритовый комплекс, имеющий специфический химический и микроэлементный состав;

– уточнены возраст, вещественный состав и геохимическая специализация левосахаринского позднедевонского пикрит-сиенит-карбонатитового комплекса, считавшегося позднесилурийско-девонским;

– 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 весьма 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;

– по результатам интерпретации гравиметрических и аэромагнитных данных масштабов 1 : 50 000–1 : 200 000 составлены схемы глубинного строения территории масштаба 1 : 500 000, на которых показаны районы с разными типами фундамента. Высокоплотностной архейский кристаллический фундамент характерен только для северо-западной части листа, в целом отвечающий Кыллахской зоне переходной складчатости;

– на основе минералогических, геохимических и геохронологических данных установлено присутствие в рифейских отложениях района раннепротерозойских, в меньшей мере раннерифейских комплексов как кратонного (пассивноокраинного), так и орогенного типов;

– выполнена сводка всех материалов по полезным ископаемым, полученных за последние десятилетия при проведении крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ;

– на правом берегу р. Аллах-Юнь (Широкинский золотороссыпной узел) выделена перспективная площадь на золото-кварцево-сульфидное и золото-сульфидное оруденение с прогнозными ресурсами в 5 т золота;

– на юге Аллахско-Джелинджинского золоторудного узла выделен Мугунский рудный узел, перспективный на золото-кварцевое оруденение согласного типа с прогнозными ресурсами золота (P₃) – 10 т. Здесь могут находиться глубокопогребенные под ледниковыми отложениями россыпи золота;

– в терригенных и вулканогенных породах девона, нижнего карбона, залегающих в базальных горизонтах трансгрессивных серий, установлены минералы-спутники алмаза (хромшпинелиды, хромдиопсид). Эти горизонты можно рассматривать как потенциальные вторичные коллекторы алмазов. Кроме того, хромшпинелиды выявлены в дайках и силлах метапикритов позднедевонского левосахаринского комплекса. Перечисленные данные совместно с другими

свидетельствуют о возможной перспективности рассматриваемой территории для находок коренных источников алмазов нетрадиционного типа.

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

– обоснование современными радиогеохронологическими методами возраста горбинского долеритового комплекса и стратонов уйской серии. Имеющиеся высокоточные датировки U-Pb методом по бадделеиту и Sm-Nd методом долеритов улаханбамского комплекса (942, 975, 1 005 млн лет), прорывающих отложения нижней части уйской серии, указывают, что возраст последней может быть более древним, чем принято в настоящее время;

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

– уточнение времени формирования по радиоизотопным данным фаз пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитового лединского комплекса;

– 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. *Алпатов 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. *Амузинский В. А., Урзов А. С.* Алмазы и муассониты фронтальной зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса Восточной Якутии // В сб.: Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века. – СПб: Минералогическое общество при РАН, 1999. С. 40–42.
4. *Андрянов Н. Г.* Метаморфические факторы локализации эндогенного оруденения // В сб.: Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых Якутии. – Якутск: Книжное изд-во, 1983. С. 18–29.
5. *Белозерцева Н. В., Силичев М. К.* К генезису верхнепермских тиллитовидных пород Южно-Верхоянского синклиория // Литология и полезные ископаемые. № 33, 1978. С. 152–159.
6. *Буряк В. А., Бакулин Ю. И.* Металлогения золота Владивосток. – Дальнаука, 1998. 403 с.
7. *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.
8. *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.
9. *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.
10. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Отв. ред. Р. Н. Бровков и др. – Красноярск, 1985.
11. *Гогин И. Я., Кропачев А. П., Иогансон А. К.* Стратиграфия ниже- и среднекембрийских отложений Сетте-Дабана // В сб.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя средней Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 73–85.
12. *Гомбоев О. Г., Коневцев В. И., Силичев М. К.* Новая петрографическая провинция ультраосновных щелочных пород на Северо-Востоке СССР // Геология и геофизика. № 5, 1965. С. 143–145.
13. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-53-(55). Объяснительная записка к карте полезных ископаемых / Отв. ред. В. И. Шур, Л. М. Начапov. – СПб, 1993. 55 с.
14. Гранитоиды Южного Верхоянья / Гринберг Г. А., Бахарев А. Г. и др. – М.: Недра, 1970. 216 с.
15. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. – М.: Мир, 1989. 430 с.
16. *Кокин А. В.* Золотое оруденение в дайках диабазов Сетте-Дабанского антиклинория // Доклады АН СССР. Т. 295, № 2, 1987. С. 443–446.
17. *Левашов К. К.* Среднепалеозойские рифтовые зоны Якутии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. д. г.-м. н. – М., 1978. 29 с.
18. Литогеодинамика и минералогия осадочных бассейнов / Басков Е. А., Беленицкая Г. А., Романовский С. И. и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
19. Магматические формации СССР / Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. и др. – Л.: Недра, 1972, т. 1, 318 с., т. 2, 297 с.
20. Минералогия осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей / Кутырев Э. И., Гусев Г. С., Ковалев А. А. и др. – М.: Недра, 1998. 589 с.
21. *Ненашев Н. И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. – М.: Недра, 1979. 142 с.
22. 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.
23. 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.
24. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании / Абрамович И. И., Зелекугин В. Н., Аглонов С. В. и др. – М.: Геокарт, Манпо, 1997. 519 с.
25. Оценка месторождений при поисках и разведке / Ред. Л. С. Куханов. – М.: Недра, 1972. 240 с.

26. 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.
27. *Сагир А. В.* Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта // *Отечественная геология*. № 2, 1997. С. 17–213.
28. *Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Сибирский гипостратотип рифея. – М.: Наука, 1983. 224 с.
29. *Силичев М. К.* Источники полезных компонентов в золоторудных проявлениях Южного Верхоянья // В сб.: *Геохимия в локальном геохимическом анализе*. Т. 1. – Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1986. С. 219–221.
30. 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.
31. *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.
32. Структура и эволюция земной коры Якутии / *Гусев Г. С., Петров А. Т., Фрадкин Г. С.* и др. – М.: Недра, 1985. 284 с.
33. *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.
34. *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.
35. *Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. 379 с.
36. *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.
37. *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.
38. *Шаповалова И. Г.* Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1974. 140 с.
39. *Щелов А. Д.* Синхронный рифтогенез и оруденение // *Геология рудных месторождений*. Т. 39, № 2, 1997. С. 115–126.
40. *Энтин А. Р., Бирюков В. М., Зайцев А. И.* О возрасте ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Горноозерского и Поворотного массивов (Сетте-Дабан, Якутия) // *Геология и геофизика*. № 7, 1991. С. 57–60.
41. *Ян-Жин-Шин В. А.* Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1983. 155 с.
42. *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.
43. Geochemical approach to sedimentation, provenance and tectonics. McLennan S. M., Hemming S., McDaniel D. K. and al. Geological Society of America Special Paper 284, 1993. P. 21–40.
44. *Shammugham G., Mojola K. I.* Submarine fan models: problems and solutions. *Submarine fans and related turbidite systems*. Ed. by Bouma A. H., Normark W. R., Barnes N. E., N.Y.: Springer-Verlag, 1986. P. 29–34.
45. 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

46. *Андрянов Н. Г., Андрянова Г. Ф.* Отчет о результатах работ по составлению специализированной карты метаморфизма масштаба 1 : 50 000 в пределах Южного Верхоянья с попутными поисками месторождений золота и других полезных ископаемых. Т. 1–3. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1987.
47. *Анисимова Г. С., Кондратьева Л. А., Серкебаева Е. С.* и др. Выявление и изучение коренных месторождений золота в карбонатных комплексах Аллах-Юньского района (1995–1998 гг.). Т. 1. – Якутск: ТФ ВЯ ГУГГП, 1998.
48. *Антипов В. В.* Отчет о работе гравиметрической партии № 5 (1975–1976 гг.) на Сахаринской площади. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1976.
49. *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 ГУГГП, 1987.
50. *Баланов Н. В., Горбунов А. И.* Отчет о работе Аллах-Сахаринской геологосъемочной партии масштаба 1 : 2 000 000 за 1961 г. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1986.
51. *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 ГУГГП, 1986.
52. *Волкодав И. Г.* и др. Металлогеническая карта центральной части Южного Верхоянья (Отчет о работе металлогенической партии за 1966–1971 гг.). – ТФ ВЯ ГУГГП, 1972.
53. *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 ГУГГП, 1962.
54. *Гомбоев О. Г., Горбунов А. И., Коневцев В. И.* и др. Отчет о работе Лединской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 50 000 и Лединского геофизического отряда за 1962 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1963.

55. *Гуторович Д. И., Ушков В. В.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, приведенных в Усть-Майском районе Якутской АССР в 1967 г. Т. 1. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1968.
56. *Дубов В. А., Рогочев В. В. и др.* Оценка перспективы флангов и глубоких горизонтов месторождений Аллах-Юньского золотоносного пояса, определение геологоразведочных работ до 2000 года (ЦНИГРИ). Т. 1. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1986.
57. *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. (Сугдзинская партия). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1988.
58. *Зубков Ю. А., Осипов В. Н., Баскарев Д. С. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Тыры, Наталья, Качелкуан 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 ГУГГП, 1986.
59. *Зуев А. Ф., Бушин В. М. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Буларского рудного поля за 1978–1980 гг. (новый отряд). Т. 1. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1981.
60. *Зуев А. Ф., Бушин В. М. и др.* Отчет о результатах детальных поисков золоторудных месторождений в бассейнах верхнего течения руч. От-Юрях, Оночлах, Хотун-Юрях за 1978–1980 гг. (Западный отряд). Т. 1. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1981.
61. *Зыков Я. С., Свининых Е. И. и др.* Отчет о результатах детальных поисков для установления перспектив золотоносности района междуречья От-Юрях–Селлях за 1980–1983 гг. (Хотунский отряд). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1984.
62. *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 ГУГГП, 1988.
63. *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 ГУГГП, 1974.
64. *Колонтаевский В. А., Селезнев Ю. Н. и др.* Отчет о работе Талалахской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 50 000. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1963.
65. *Кораблев Д. Н., Шишигин П. Р. и др.* Отчет о геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 на площади листов Р-53-108-Б, Г; -120-Б, Г; Р-54-85-В; -97-А, В; -109-А, В; -121-А (по работам Селляхской партии в 1983–1987 гг.). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1987.
66. *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 ГУГГП, 1991.
67. *Кунаев И. В., Мусин В. Н., Головин А. В. и др.* Критерии прогнозной оценки региональных территорий на золото (ВСЕГЕИ). Т. 1. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1985.
68. *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 ГУГГП, 1971.
69. *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-съёмочная партия, 1976–1980 гг.). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1980.
70. *Некителов И. А.* Отчет о работе Баатылинской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 50 000. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1960.
71. *Пашков И. А.* Прогнозная оценка цветных, редких и благородных металлов на территории деятельности ГГП «Аллах-Юньское». Кн. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1993.
72. *Пашков И. А.* Информационная записка о состоянии минерально-сырьевой базы АО «Золото Джугджура» (по состоянию на 01.01.1995 г.). – ТФ ВЯ ГУГГП, 1996.
73. *Русецкая Г. А., Калабашкин С. Н., Иогансон А. К. и др.* Отчет Натыгинского отряда о результатах комплексных геохимических поисков в центральной части Сетте-Дабанской золото-редкометалльной зоны за 1989–1991 гг. Т. 2. Разработка геологических (литолого-фациальных, петрологических, структурно-тектонических) критериев прогноза золота в карбонатных комплексах северной части Сетте-Дабанского региона. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1991.
74. *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 ГУГГП, 1987.
75. *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.
76. *Свининых Е. И.* Отчет о результатах детальной разведки Оночлахского месторождения за 1983–1986 гг. (Оночлахский отряд). Т. 1, 2. – ТФ «Джугджурзолото», 1986.
77. *Свининых Е. И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ Южного фланга месторождения Булар за 1985–1988 гг. Т. 1–2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1988.
78. *Силичев М. К., Белозерцева Н. В., Гомбоев О. Г. и др.* Отчет о работе Право-Лединской поисково-оценочной партии масштаба 1 : 10 000 и Право-Лединского геофизического отряда за 1963 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1964.
79. *Силичев М. К., Белозерцева Н. В.* Отчет о результатах структурных и минералогических работ в пределах Юрско-Бриндакитского золоторудного узла за 1982–1983 гг. Т. 1–3. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1984.

80. *Слезко В. А., Колодкин Ю. А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ по жилам 3^а и 6 Юрского рудного поля (Долинный отряд). Т. 1–3. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1980.
81. *Соболев А. Е. и др.* Отчет Право-Суурдахской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1969–1971 гг. Т. 1. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1972.
82. *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.
83. *Старников А. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская Лист Р-53-XXX. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1986.
84. *Старников А. И., Панюков Е. В. и др.* Геологическое строение и металлогения западной части Сетте-Дабана (Кыллахское поднятие), металлогеническая карта масштаба 1 : 100 000 (Кыллахская металлогеническая партия, 1975–1980 гг.). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1981.
85. *Сухоруков В. И., Горлова А. Л. и др.* Отчет о групповой съёмке 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.
86. *Сушко А. А. и др.* Отчет о работе партии о ревизии и обобщению геологических материалов и состоянию спецкарт по Аллах-Юньскому золотоносному району за 1962–1966 гг. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1968.
87. *Усов Ю. М., Мutowкина Л. П.* Отчет о геофизических работах, проведенных в бассейнах рек Онелло, Тыры, Белая и Аллах-Юнь в 1994 году. Т. 1, 2. – ТФ Восточно-Якутского государственного унитарного горно-геологического предприятия, 1995.
88. *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.
89. *Этитейн Е. М., Нечаева Е. А., Паньшин И. П. и др.* Оценка промышленных перспектив танталового и ниобиевого оруденения в массивах карбонатитов Лединской зоны. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1966.
90. *Ян-Жин-Шин В. А., Варанкин А. В. и др.* Отчет о работе Акринской геологосъёмочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1968–1970 гг. Т. 1–3. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1971.
91. *Ян-Жин-Шин В. А.* Отчет о работе Суурдахской геолого-съёмочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1961 г. Т. 1–3. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1962.

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

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	3	Руч. Дуга	Р	[62]	Малое непромышленное
I-2	2	Руч. Суордах	Р	[63, 86]	Малое. Отработано
I-2	3	Руч. Аринда	Р	[69]	Малое. Отработано
I-2	4	Руч. Ялан	Р	[63, 69, 82]	Малое. Отработано
I-2	5	Руч. Ялан	Р	[62, 63, 69, 82]	Малое непромышленное
I-2	8	Руч. Суордах (выше кл. Морозовский)	Р	[62]	Малое непромышленное
I-2	12	Руч. Тур	Р	[82, 86]	Малое непромышленное
I-2	13	Руч. Суордах (устье руч. Наш)	Р	[81, 82, 86]	Малое непромышленное
I-2	14	Руч. Краб	Р	[82, 86, 91]	Малое непромышленное
I-2	15	Руч. Наш	Р	[82, 86, 91]	Малое непромышленное
I-3	1	Руч. Бурундук	Р	[75]	Малое. Отработано
I-3	2	Руч. Бурундук	Р	[62, 75, 86]	Малое непромышленное
I-3	3	Руч. Сетанья	Р	[75, 86]	Малое. Отработано
I-3	6	Руч. Доля	Р	[75]	Малое. Отработано
I-3	7	Руч. Аринда	Р	[75]	Малое непромышленное
I-3	8	Руч. Сетанья	Р	[81, 82, 86]	Малое непромышленное
I-3	9	Руч. Вьючный	Р	[81, 82, 86]	Малое непромышленное
I-4	1	Руч. Южный (Дикий)	Р	[82, 86]	Малое непромышленное
I-4	2	Руч. Медведка	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
I-4	3	Руч. Таежный	Р	[53]	Малое непромышленное
I-4	4	Руч. Чалбык	Р	[65, 82, 86]	Малое. Отработано
I-4	5	Руч. Звучный	Р	[62]	Малое. Отработано
I-4	6	Руч. Сланцевый	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
I-4	7	Руч. Милка	Р	[62]	Малое. Отработано
I-4	10	Руч. Ясный	Р	[81, 82, 86]	Малое непромышленное
I-4	11	Руч. Сетанья	Р	[81, 82, 86]	Малое непромышленное
I-4	13	Руч. Средний Оночolah	Р	[65, 82, 86]	Малое. Отработано частично
I-4	15	Руч. Левый Оночolah	Р	[65, 82]	Малое непромышленное
I-4	16	Руч. Ветка	Р	[81, 82, 86]	Малое непромышленное. Разведано
I-4	17	Руч. Заяц	Р	[81, 82, 86]	Малое. Отработано
I-4	18	Руч. Оночolah	Р	[68, 82, 86]	Среднее. Отработано
I-4	20	Руч. Сетанья	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
I-4	21	Руч. Правый Оночolah	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
I-4	22	Оночolah	К	[59, 65]	Среднее. Разведано
I-4	23	Руч. Новый	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
I-4	24	Руч. От-Юрях	Р	[65, 82, 86]	Малое. Отработано
I-4	26	Руч. Широкий	Р	[61, 82, 86]	Малое непромышленное
I-4	27	Руч. Пологий	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
I-4	28	Руч. Западный	Р	[65, 82, 86]	Среднее. Отработано
I-4	29	Руч. Сетанья (верховья)	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
П-4	1	Булар	К	[59, 65]	Малое. Эксплуатируется
П-4	2	Левый приток руч. Сетанья	Р	[62]	Малое. Отработано
П-4	3	Правый приток руч. Правый Хотун-Юрях	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
П-4	4	Руч. Аммонитовый	Р	[61, 82, 86]	Малое непромышленное
П-4	5	Хотыньское	К	[60, 65, 72]	Малое. Разведано
П-4	6	Руч. Сквозной	Р	[65, 82, 86]	Малое. Отработано
П-4	7	Руч. Хотун-Юрях	Р	[68, 86]	Среднее. Отработано
П-4	9	Руч. Кузмич	Р	[65, 82, 86]	Среднее. Отработано
П-4	11	Руч. Левый Селях	Р	[65, 68, 86]	Крупное. Отработано

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
П-4	12	Руч. Рассвет	Р	[68, 82, 86]	Малое. Отработано
П-4	13	Руч. Правый Селлях	Р	[65, 68, 86]	Крупное. Отработано
П-4	14	Руч. Завидный	Р	[82, 86]	Малое непромышленное
П-4	15	Руч. Крестовый	Р	[65, 86]	Малое непромышленное
П-4	16	Руч. Охотский	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
П-4	17	Руч. Горелый	Р	[65, 86]	Малое непромышленное
П-4	19	Руч. Хочулукан	Р	[68, 82, 86]	Среднее. Отработано
П-4	20	Левый приток руч. Хочулукан	Р	[65]	Малое. Отработано
П-4	21	Руч. Приглядный	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
П-4	22	Левый приток руч. Хочулукан	Р	[65]	Малое непромышленное
П-4	24	Руч. Вольный	Р	[65]	Среднее. Отработано
П-4	25	Руч. Арсенал	Р	[65]	Малое. Отработано
П-4	27	Руч. Лесной	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
П-4	28	Руч. Снегирь (Самоир)	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
П-4	31	Левый приток руч. Сухман	Р	[65]	Малое непромышленное
П-4	32	Руч. Лунный	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
П-4	34	Руч. Сухман	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
III-3	6	Руч. Левая Сахара	Р	[75, 81, 86]	Малое непромышленное
III-3	7	Руч. Сланец	Р	[75, 82, 86, 91]	Малое. Отработано частично
III-3	12	Руч. Мулан	Р	[75, 82, 86]	Малое непромышленное
III-3	16	Руч. Чай	Р	[75, 82, 86]	Малое непромышленное
III-3	17	Руч. Кочка	Р	[75, 86]	Малое непромышленное
III-3	24	Руч. Правый Золотой	Р	[75, 86]	Малое. Отработано частично
III-3	31	Руч. Ворчун	Р	[75, 86]	Малое. Отработано
III-3	36	Руч. Солнечный	Р	[75, 86]	Малое непромышленное
III-3	37	Руч. Червонец	Р	[75, 86]	Малое. Отработано
III-3	43	Руч. Телкиндже	Р	[75, 86]	Малое. Отработано
III-4	1	Руч. Танк	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
III-4	2	Руч. Бахая	Р	[75, 86]	Малое. Отработано
III-4	3	Руч. Тан	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
III-4	4	Руч. Гол	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
III-4	5	Руч. Кора	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
III-4	6	Руч. Бульбухта	Р	[70, 82, 86]	Малое непромышленное
III-4	8	Руч. Баатылы	Р	[65, 68, 86]	Среднее. Отработано
III-4	9	Руч. Беспризорный	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
III-4	10	Руч. Сова	Р	[82, 86]	Малое. Отработано
III-4	12	Руч. Васечкин	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
III-4	14	Руч. Шова	Р	[65, 86]	Малое. Отработано
III-4	15	Руч. Золотой	Р	[68, 75, 86]	Малое. Отработано
III-4	16	Руч. Эрдэх	Р	[65, 82, 86]	Малое. Отработано
III-4	18	Руч. Серебряный	Р	[75]	Малое непромышленное
IV-2	5	Руч. Ким	Р	[51, 54, 82]	Малое непромышленное
IV-2	10	Руч. Кишра	Р	[51, 54, 69]	Малое непромышленное
IV-3	13	Руч. Силур	Р	[75]	Малое. Отработано
IV-3	14	Руч. Кыс	Р	[64, 82]	Малое непромышленное
IV-3	17	Руч. Сухой	Р	[75, 86]	Малое непромышленное
IV-3	18	Руч. Поворот (Иннокентьевский)	Р	[75, 86]	Малое. Отработано
IV-3	19	Руч. Паут	Р	[75, 82, 86]	Малое. Отработано
IV-3	20	Руч. Иннокентьевский	Р	[64, 75, 82, 86]	Малое непромышленное
IV-3	21	Руч. Пик (Ад)	Р	[75, 86]	Малое непромышленное. Отработано частично
IV-3	22	Руч. Коралл	Р	[75]	Малое. Отработано
IV-3	27	Руч. Широкая	Р	[75]	Малое. Отработано
IV-4	1	Руч. Одинокий	Р	[50, 82, 86]	Малое. Отработано
IV-4	2	Руч. Веселый	Р	[50, 82, 86]	Малое. Отработано
IV-4	3	Руч. Средний Сулаки	Р	[65]	Малое непромышленное
IV-4	4	Руч. Забытый	Р	[50, 75, 82, 86]	Малое. Отработано
IV-4	5	Руч. Нижний Сулаки	Р	[82, 86]	Малое. Отработано частично

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – ко- ренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Известняк</i>					
III-3	25	Левосахаринское	К	[75]	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), геофизических (ГА) и радиоактивных (РА) аномалий показанных на карте полезных ископаемых листа Р-53-XXX 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 использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-1	7	Руч. Дуга	[69]	ПМ. Пласт оолитовых железных руд с гетитом и гидрогетитом
I-1	17	Руч. Кривой	[69]	ПМ. Развалы конгломератов с глинисто-хлоритово-магнетитовым цементом
I-1	21	Руч. Дуга	[69]	ПМ. Пласт оолитовых железных руд с гетитом и гидрогетитом
III-1	1	Руч. Кривой (верховья)	[51]	ПМ. Линзовидная залежь лимонитовых руд
<i>Хром</i>				
I-1	8	Руч. Мастах	[69]	ПМ. Пласт кварцевых песчаников с обломочным хромитом и фукситом
I-1	16	Руч. Мастах	[69]	ПМ. Пласт кварцевых песчаников с обломочным хромитом и фукситом
<i>Ванадий</i>				
I-2	1	Руч. Суордах (низовья)	[84]	ПМ. Углистые и известковистые аргиллиты с повышенными содержаниями ванадия
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	1	Руч. Перекатный	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
I-1	2	Руч. Извилистый	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
I-1	10	Руч. Длинный	[69]	ПМ. Зона дробления и окварцевания с вкрапленностью халькопирита и пирита
I-1	13	Руч. Правый Мастах	[69]	ПМ. Зона дробления и окварцевания с вкрапленностью халькопирита и пирита
I-1	14	Руч. Кривой	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
I-1	23	Руч. Длинный (верховья)	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) меди, свинца
I-1	25	Руч. Михайловский	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
I-1	28	Руч. Дикий	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
I-1	29	Руч. Дикий	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
I-1	30	Руч. Дикий	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
I-1	31	Руч. Дикий	[69]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в эндоконтакте силла долеритов
I-2	9	Руч. Ялан	[69]	ПМ. Пласт доломитов с вкрапленностью халькопирита
I-2	10	Руч. Шумный	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) меди и цинка
I-2	11	Руч. Краб	[69]	ПМ. Пласт доломитов с вкрапленностью сульфидов меди
I-2	16	Руч. Правый Начар	[69]	ПМ. Пласт доломитов с вкрапленностью сульфидов меди
I-2	17	Руч. Наш (верховья)	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) меди
I-3	5	Водораздел ручьев Межа-Сетанья	[75]	ПМ. Дайка долеритов с кварцевыми прожилками и халькопиритом

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	1	Ольховское	[69]	П. Пласты доломитов с минерализацией халькопирита
II-1	3	Руч. Ольховой (верховья)	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
II-1	4	Руч. Извилистый	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
II-1	6	Руч. Извилистый	[69]	ПМ. Песчаники с вкрапленностью халькопирита
II-1	7	Руч. Извилистый	[69]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в экзоконтакте силла долеритов
II-1	10	Руч. Левый Чухоной	[69]	ПМ. Зона дробления с вкрапленностью халькопирита
II-1	13	Руч. Акра (верховья)	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) меди
II-2	1	Руч. Начар	[69]	ПМ. Пласт доломитов с вкрапленностью халькопирита и малахита
II-2	2	Руч. Начар	[69]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в экзоконтакте силла долеритов
II-2	3	Начарское	[69]	П. Пласты доломитов с вкрапленностью халькозина и малахита
II-2	5	Руч. Рогатый	[69]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в экзоконтакте силла долеритов
II-3	4	Руч. Широкий	[75]	ПМ. Кварцевая жила с халькопиритом, пиритом, галенитом
II-3	7	Руч. Правый Суордах	[75]	ПМ. Свалы кварцевой жилы с пиритом и халькопиритом
II-3	9	Водораздел руч. Левый и Правый Суордах	[75]	ПМ. Лестничные жилы с халькопиритом в дайке щелочных метапикритов
II-3	20	Руч. Ветвистый (верховья)	[75]	ПМ. Лестничные жилы с халькопиритом в дайке щелочных метапикритов
II-3	21	Руч. Ветвистый	[75]	ПМ. Зона дробления и окварцевания с халькопиритом
II-3	22	Руч. Танк	[75]	ПМ. Кварцевая жила с халькопиритом
III-2	1	Руч. Левая Акра	[51]	ШП. Халькопирита, сфалерита - весовые содержания
III-2	2	Руч. Правая Сахара	[51]	ШП. Халькопирита - весовые содержания
III-3	5	Руч. Левая Сахара	[75]	ШП. Халькопирита - весовые содержания
IV-1	1	Руч. Шорох	[51]	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации (1) меди
IV-1	3	Руч. Прямой	[51]	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации (1) меди
IV-2	11	Метеор	[51]	П. Межпластовые зоны дробления и окварцевания с халькопиритом и малахитом
IV-3	8	Руч. Силур (верховья)	[75]	ПМ. Зоны дробления и окварцевания с вкрапленностью сульфидов меди
<i>Свинец, цинк</i>				
I-1	11	Руч. Кривой	[69]	ПМ. Пласт доломитов с вкрапленностью галенита и сфалерита
I-1	15	Руч. Мастах	[69]	ПМ. Зона кварц-баритового прожилкования с галенитом и сфалеритом
I-1	19	Руч. Кривой	[69]	ПМ. Пласт доломитов с вкрапленностью галенита, сфалерита и халькопирита
I-1	20	Руч. Длинный	[69]	ПМ. Зона кварц-карбонатного прожилкования с галенитом и сфалеритом
I-1	22	Руч. Август	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
I-1	26	Руч. Лола	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
I-1	27	Руч. Михайловский	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
I-1	32	Руч. Дикий	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
I-3	4	Руч. Доля	[75]	ПМ. Зона дробления и окварцевания с галенитом, пиритом

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	11	Руч. Аринда, Бурундук	[75]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (2) цинка, меди, свинца
II-1	2	Руч. Правый Начар	[69]	ПМ. Прослой карбонатных пород с галенитом и сфалеритом
II-1	5	Руч. Приточный	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
II-1	8	Руч. Извилистый	[69]	ПМ. Прослой карбонатных пород с галенитом и сфалеритом
II-1	9	Руч. Лето	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
II-1	11	Руч. Мастах	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
II-1	12	Руч. Сонный	[69]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца
II-2	4	Руч. Рогатый	[69]	ПМ. Зона кварц-карбонатного прожилкования с галенитом и сфалеритом
II-3	1	Руч. Широкий	[75]	ПМ. Кварцевая жила с галенитом
III-1	3	Руч. Щетка	[51]	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации (1) свинца и цинка
III-2	3	Руч. Правая Сахара	[51]	ПМ. Кварцевая жила с галенитом
III-2	5	Руч. Сахара	[51]	ШП. Галенита - весовые количества и знаки
IV-1	2	Руч. Шорох	[69]	ПМ. Зона брекчирования с вкрапленностью галенита
IV-1	4	Руч. Пал	[51]	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации (1) цинка
<i>Цинк</i>				
II-3	19	Руч. Ветвистый	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления со сфалеритом
III-2	4	Руч. Извилистый	[51]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) цинка
III-3	23	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. В алевролитах конкреции марказита с повышенным содержанием цинка
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Тантал, ниобий</i>				
I-3	10	Варнак	[81]	ПМ. Зона дробления и окварцевания
II-3	3	Руч. Правый Суордах	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
II-3	6	Правый приток руч. Суордах	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
II-3	8	Руч. Шумный	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
II-3	12	Руч. Гремучий	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) ниобия
II-3	14	Руч. Левая Сахара	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) ниобия
II-3	16	Руч. Ветвистый	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
II-3	17	Правый приток руч. Левая Сахара (верховья)	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
II-3	18	Правый приток руч. Левая Сахара	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
III-3	2	Руч. Розовый	[81]	ПМ. Дайка щелочных метапикритов
III-3	3	Правый приток руч. Левая Сахара (верховья)	[75]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
III-3	19	Руч. Левая Сахара	[75]	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации (1) ниобия
III-3	29	Трубка	[75]	П. Шток анкеритизированных щелочных сиенит-порфиров с вкрапленностью колумбита, пиририта, перовскита
III-3	32	Руч. Габбро	[75]	ПМ. Свалы дайки сиенит-порфиров
III-3	33	Руч. Габбро	[75]	ПМ. Метасоматические доломиты с повышенным содержанием ниобия
IV-2	1	Руч. Сахара	[74]	ГА. Изометричная магнитная аномалия интенсивностью 60 нТл
IV-2	2	Левые притоки руч. Сахара	[51, 54, 78, 82]	ШЮ. Пирохлора, колумбита, перовскита, паризита, золота - знаки, весовые коли-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				чества
IV-2	3	Руч. Герой	[69]	ШП. Пирохлора, бастнезита, паризита - весовые количества
IV-2	4	Воин	[51]	П. Жилы кальцитовых карбонатитов с ниобиевой минерализацией
IV-2	6	Руч. Ким	[69]	ШП. Пирохлора - весовые количества
IV-2	7	Гек	[78]	П. Жилы карбонатитов с ниобиевой минерализацией
IV-2	9	Руч. Кишра	[69]	ШП. Пирохлора - весовые количества
IV-3	23	Руч. Пик	[74]	ГА. Изометричная магнитная аномалия интенсивностью 50 нТл
IV-3	25	Руч. Широкая	[74]	ГА. Изометричная магнитная аномалия интенсивностью 50 нТл
IV-3	28	Водораздел руч. Кишра-Ударник	[74]	ГА. Изометричная магнитная аномалия интенсивностью 80 нТл
<i>Редкие земли</i>				
III-3	26	Правые притоки руч. Левая Сахара	[75]	ШО. Бастнезита, паризита, гаттчетолита, колумбита, пирохлора - весовые содержания и знаки
III-3	38	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Линзовидное тело кварцево-анкеритовых метасоматитов
III-3	40	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Жилы кварц-анкеритовых метасоматитов
III-3	41	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Пласт карбонатизированного метапесчаника
III-3	42	Батрак	[75]	П. Карбонатитовый штокверк с редкоземельной минерализацией
III-3	44	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Жила анкеритовых метасоматитов
III-3	45	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Карбонатитовые брекчии
III-3	46	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Жилы анкеритовых и кальцит-анкеритовых метасоматитов
III-3	47	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Жилы анкеритовых метасоматитов
IV-3	1	Руч. Герой (верховья)	[51]	ПМ. Минерализованная зона дробления
IV-3	3	Руч. Герой (верховья)	[51]	ПМ. Жилы анкеритовых карбонатитов
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	4	Руч. Мастах	[69]	ПМ. Секущая кварц-карбонатная жила
I-1	5	Бассейн руч. Мастах	[69, 82]	ШО. Золота - знаки
I-1	6	Руч. Мастах	[65, 88]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
I-1	9	Руч. Мастах (верховья)	[69]	ПМ. Кварц-карбонатная жила в зоне разлома
I-2	6	Руч. Суордах (низовья)	[84]	ПМ. Сидеритовые концентрации в углестых сланцах
I-2	7	Руч. Суордах (низовья)	[84]	ПМ. Зона кварц-карбонатного прожилкования
I-2	18	Бассейны руч. Суордах-Сетанья	[69, 82, 86]	ШО. Золота - знаки
I-4	8	Водораздел руч. Чалбык-Лев. Оночоллах	[65]	ПМ. Свалы жильного кварца
I-4	9	Руч. Левый Оночоллах	[65]	ПМ. Пластовая кварцевая жила
I-4	12	Руч. Левый Оночоллах	[65]	ПМ. Свалы жильного кварца
I-4	14	Руч. Средний Оночоллах	[61, 65]	П. Пластовая кварцевая жила
I-4	19	Руч. Оночоллах	[65]	ПМ. Развалы пластовой кварцевой жилы
I-4	25	Руч. От-Юрях (верховья)	[65]	ПМ. Субмеридиональная минерализованная зона дробления и окварцевания
I-4	30	Руч. Западный	[65]	ПМ. Свалы жильного кварца
I-4	31	Участок Широкий	[60, 65]	П. Пластовые кварцевые жилы
I-4	32	Руч. Западный	[65]	ПМ. Свалы жильного кварца
I-4	33	Руч. Западный (устье)	[65]	ПМ. Развалы пластовой кварцевой жилы
II-3	2	Руч. Тройка	[75]	ПМ. Лестничные кварцевые жилы в дайке метапикритов
II-3	5	Руч. Правый Суордах	[75]	ПМ. Лестничные кварцевые жилы в дайке метапикритов
II-3	10	Руч. Правый Суордах	[75]	ПМ. Секущие кварцевые жилы
II-3	11	Руч. Правый Суордах	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-3	13	Водораздел руч. Левая Сахара-Гремучий	[75]	ПМ. Пиритизированные известняки в зоне взбросо-надвига
П-3	15	Водораздел руч. Левая Сахара-Правый Суордах	[81, 82]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
П-4	8	Руч. Широкий	[65]	ПМ. Секущая кварцевая жила
П-4	10	Водораздел руч. Селлях-Кузмич	[65]	ПМ. Пластовая кварцевая жила
П-4	18	Руч. Дятлов	[65]	ПМ. Пластовая кварцевая жила
П-4	23	Руч. Дятлов (устье)	[65]	ПМ. Кварцевые жилы в зоне разлома
П-4	26	Арсенальное	[65, 70]	П. Пластовая кварцевая жила
П-4	29	Хочулукан (Осеннее)	[65]	П. Пластовые кварцевые жилы
П-4	30	Руч. Вольный	[65]	ПМ. Секущая кварцевая жила
П-4	33	Руч. Арсенал	[65]	ПМ. Кварцевая жила в зоне разлома
III-3	1	Руч. Бахая	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
III-3	4	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
III-3	8	Руч. Левый Золотой	[75]	ПМ. Песчанистые алевролиты с послышной минерализацией пирита
III-3	9	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Зона окварцевания в песчанистых доломитах
III-3	10	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Кварцевый штокверк
III-3	11	Водораздел р. Левая Сахара-Аллах-Юнь	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
III-3	13	Руч. Левый Золотой	[75]	ПМ. Секущая кварцевая жила
III-3	14	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
III-3	15	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Кварцево-доломитовая брекчия с пиритом
III-3	18	Руч. Правый Золотой	[75]	ПМ. Секущая кварцевая жила
III-3	20	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
III-3	21	Руч. Правый Золотой	[75]	ПМ. Свалы жильного кварца
III-3	22	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Свалы жильного кварца
III-3	27	Руч. Лесной	[75]	ПМ. Секущая кварц-карбонатная жила
III-3	28	Руч. Лесной	[75]	ПМ. Свалы жильного кварца
III-3	30	Руч. Червонец	[75]	ПМ. Секущая кварцевая жила
III-3	34	Руч. Червонец	[75]	ПМ. Секущая кварцевая жила
III-3	35	Водораздел руч. Габбро-Батрак	[75]	ПМ. Минерализованная дайка сиенит-порфиров
III-3	39	Руч. Батрак	[75]	ПМ. Зона кварцевого прожилкования в штоке сиенит-порфиров
III-4	7	Руч. Беспризорный	[70]	ПМ. Субпластовые кварцевые жилы
III-4	11	Руч. Левая Сахара	[75]	ПМ. Линзовидная кварцевая жила
III-4	13	Бахая	[65]	П. Пластовая кварцевая жила
III-4	17	Татьянино	[65]	П. Пластовые и секущие кварцевые жилы
IV-2	8	Руч. Ким (верховья)	[69]	ПМ. Кварцевая жила в зоне разлома
IV-3	4	Руч. Жаркий	[75]	ПМ. Кварцевый штокверк
IV-3	5	Руч. Силур (верховья)	[69]	ШП. Золота - весовые содержания, знаки
IV-3	6	Руч. Жаркий	[75]	ПМ. Кварцевый штокверк
IV-3	7	Руч. Силур (верховья)	[75]	ШП. Золота - весовые содержания, знаки
IV-3	9	Руч. Жаркий	[75, 86]	ПМ. Кварцевый штокверк
IV-3	10	Руч. Силур (верховья)	[75]	ПМ. Пиритизированные тектониты по карбонатным породам
IV-3	11	Руч. Жаркий (устье)	[75]	ПМ. Пиритизированный прослой туфа?
IV-3	12	Руч. Силур	[75]	ПМ. Секущая кварцевая жила
IV-3	15	Руч. Силур	[75]	ПМ. Минерализованная зона дробления и окварцевания
IV-3	16	Руч. Силур	[75]	ШП. Золота - весовые содержания, знаки
IV-3	24	Руч. Голодный	[75, 86]	ПМ. Кварцевый штокверк
IV-3	26	Руч. Широкая	[75]	ШП. Золота - весовые содержания, знаки
Радиоактивные элементы				
<i>Торий</i>				
IV-2	12	Бассейн руч. Ким-Кишра	[51]	РА. Аномалия тория интенсивностью 80-320 мкР/ч
IV-3	2	Руч. Герой	[51]	ПМ. Зона дробления с вкрапленностью тория

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				
I-1	18	Дугинское	[69]	П. Пласт доломитов с прожилково-вкрапленной минерализацией флюорита
<i>Барит</i>				
I-1	12	Руч. Мастах	[69]	ПМ. Зона дробления с кварц-барит-пиритовой минерализации
I-1	24	Руч. Начар	[69]	ВГХО. Выделен шлихогеохимическим методом по вторичным потокам рассеяния. Повышенные концентрации (3) бария
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
III-1	2	Р. Акра	[84]	ПМ. Пласт известково-кремнисто-углистых сланцев в основании акринской свиты

Характеристика пунктов минерализации золота на территории листа Р-53-XXX

Индекс клетки	№ на карте	Геологическая и параметрическая характеристика рудных объектов (L – протяженность, в м; M – мощность, в м; S – площадь, в м)	Рудные минералы	Содержание рудных компонентов по видам опробования, в %, для золота и в г/т – серебра	
				Штуфные	Бороздовые
<i>Аллах-Юньская минерагеническая зона</i>					
I-4	8	Свалы жильного кварца среди алевролитов экачанской свиты	-	Au - 0,2-1,0	-
I-4	9	Свалы жильного кварца среди песчаников нижнесуркечанской подсвиты	Золото	-	-
I-4	12	Свалы жильного кварца среди алевролитов экачанской свиты	-	Au - 1,0-5,0	-
I-4	19	Развалы пластовой кварцевой жилы среди песчаников верхнесуркечанской подсвиты	-	Au - 1,0-5,0	-
I-4	25	Субмеридиональная минерализованная зона дробления в алевролитах экачанской свиты	-	Au - 0,2-1,0	-
I-4	30	Свалы жильного кварца в алевролитах экачанской свиты	-	Au - 0,2	-
I-4	32	Свалы жильного кварца в алевролитах экачанской свиты	-	Au - 1,0-5,0	-
I-4	33	Развалы пластовой кварцевой жилы среди песчаников нижнесуркечанской подсвиты	-	Au - 1,0-5,0	-
II-3	10	Секущие кварцевые жилы (M - 0,15-0,35) в алевролитах куранахской свиты	-	Au - 0,2	-
II-3	11	Минерализованная зона дробления (M - 0,4; L - 50,0) в алевролитах куранахской свиты	-	Au - 0,82	-
II-3	15	Минерализованная зона дробления северо-западного простирания (M - 0,75; L - 20) в алевролитах хатынахской свиты	-	Au - 1,8	-
II-4	8	Секущая кварцевая жила (L - десятки метров) в алевролитах хатынахской свиты	-	Au - 1,0-5,0	-
II-4	10	Пластовая кварцевая жила среди песчаников нижнесуркечанской подсвиты	Золото	-	-
II-4	18	Согласные кварцевые жилы в основании халыинской свиты	-	Au - 1,0-5,0	-
II-4	23	Кварцевые жилы в зоне разлома северо-восточного простирания	Золото	-	-
II-4	30	Секущая кварцевая жила в алевролитах экачанской свиты	Полисульфидная минерализация	Au - 1,0-5,0	-
II-4	33	Кварцевая жила в зоне субмеридионального разлома	Золото	-	-
III-3	1	Минерализованная зона дробления в алевролитах экачанской свиты	Пирит	Au - 0,2	-
III-3	4	Минерализованная зона дробления (M - 1,0-2,0) в пиритизированных алевролитах куранахской свиты	Полисульфидная минерализация	Au - 0,6	-
III-3	11	Субмеридиональная минерализованная зона дробления в алевролитах экачанской свиты	Полисульфидная минерализация	Au - 1,6	-
III-3	13	Секущая кварцевая жила (M - 0,2) в алевролитах хатынахской свиты	Пирит	Au - 0,2	-
III-3	18	Секущая кварцевая жила в алевролитах экачанской свиты	Полисульфидная минерализация	Au - 1,2	-

Продолжение прил. 3

Индекс клетки	№ на карте	Геологическая и параметрическая характеристика рудных объектов (L – протяженность, в м; M – мощность, в м; S – площадь, в м)	Рудные минералы	Содержание рудных компонентов по видам опробования, в %, для золота и в г/т – серебра	
				Штуфные	Бороздовые
III-3	20	Субмеридиональная минерализованная зона дробления в алевролитах наталинской свиты	Пирит	Au - 0,4	-
III-3	21	Свалы жильного кварца в алевролитах экачанской свиты	Арсенопирит	Au - 1,0	-
III-3	30	Секущая кварцевая жила (M - 0,15) в алевролитах наталинской свиты	Полисульфидная минерализация	Au - 2,4	-
III-3	34	Секущая кварцевая жила (M - 1,6) в алевролитах наталинской свиты	-	Au - 0,2	-
III-4	7	Субпластовые этажированные кварцевые жилы (M - 0,05-0,15 и L - 15-20) среди песчаников нижнесуркечанской подсвиты	-	Au - 0,6	-
III-4	11	Линзовидная кварцевая жила (M - 0,6-0,85) в алевролитах наталинской свиты	Пирит, галенит	Au - 0,2	-
IV-3	12	Секущая кварцевая жила (M - 0,15-0,24; L - 230)	Пирит, галенит	Au - 0,2	-
IV-3	15	Минерализованная зона дробления и окварцевания	-	Au - 0,2	-
<i>Сетте-Дабанская минерагеническая зона</i>					
I-2	6	Сидерит-марказитовые прослои в углистых сланцах акринской свиты	Сидерит, марказит	Au - 6,8	-
I-2	7	Минерализованные зоны кварц-карбонатного прожилкования в пиритизированных аргиллитах акринской свиты	Пирит	Au - 0,2-1,6 (по 6 пробам)	-
II-3	2	Дайка метапикритов с лестничными кварцевыми жилами (M - 0,2-0,8)	-	Au - 0,2	-
II-3	5	Дайка метапикритов с лестничными кварцевыми жилами	-	Au - 1,6	-
III-3	9	Зона дробления и окварцевания (M - 1,0; L - 15,0) в песчаных доломитах тасканской серии	Пирит	Au - 0,2	-
III-3	10	Кварцевый штокверк	Энаргит	Au - 0,4; Cu - 0,2; As - 0,03; Sb - 0,07	-
III-3	14	Зона дробления и окварцевания в песчаных метадоломитах розовской свиты (M - 0,5-0,8; L - 15,0)	Пирит	Au - 3,5	-
III-3	15	Кварц-доломитовая брекчия с вкрапленностью пирита (M - 1,5; L - 25,0) в тасканской серии	Пирит	Au - 0,2	-
III-3	22	Свалы жильного кварца в накалинской свите	-	Au - 0,2	-
III-3	27	Секущие кварц-карбонатные жилы (M - 0,4; L - 15,0)	-	Au - 0,4	-
III-3	28	Свалы жильного кварца	-	Au - 0,2	-
III-3	35	Дайка сиенит-порфиоров (M - 0,5) с минерализацией пирита	Пирит	Au - 0,2	-
III-3	39	Зона кварцевого прожилкования дайке сиенит-порфиоров	-	Au - 0,2	-
IV-2	8	Кварцевая жила в зоне субмеридионального разлома	-	Au - 0,2; Ag - 15,8	-
IV-3	4	Кварцевый штокверк (S=500x600) в доломитах тасканской серии	Пирит	Au - 0,4	-
IV-3	6	Кварцевый штокверк (S=200x300) в доломитах тасканской серии	Полисульфидная минерализация	Au - 0,2; Cu - 1,0; Sb - 1,0; As - 0,3	-
IV-3	9	Кварцевый штокверк (S=200x250) в доломитах тасканской серии	Пирит, халькопирит, энаргит	Au - 0,2; Cu - 1,0; Sb - 0,1-1,0; As - 0,1-0,5	-

Окончание прил. 3

Индекс клетки	№ на карте	Геологическая и параметрическая характеристика рудных объектов (L – протяженность, в м; M – мощность, в м; S - площадь, в м)	Рудные минералы	Содержание рудных компонентов по видам опробования, в %, для золота и в г/т – серебра	
				Штуфные	Бороздовые
IV-3	24	Кварцевый штокверк в доломитах тасканской серии	Пирит, энаргит, куприт	Au - 0,4	-
<i>Кыллахская минерагеническая зона</i>					
I-1	4	Секущая кварц-карбонатная жила в доломитах светлинской свиты	-	Au - 0,2	-
I-1	6	Минерализованная зона дробления (Светлинский разлом)	-	Au - 0,2-0,8	-
I-1	9	Кварц-карбонатная жила (M - 0,3) в зоне Светлинского разлома	-	-	Au - 7,6

Таблица 1

Характеристика промышленных россыпей золота (с запасами) на территории листа Р-53-XXX

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологическое положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м <u>средняя</u> от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ <u>на пласт</u> на массу	Пробность золота <u>средняя</u> от-до	Преобладающая крупность золота, мм	Общие балансовые запасы (кг) и их категория (на 01.01.2000 г.)	Орган, утвердивший запасы, год и номер протокола
						торфов <u>средняя</u> от-до	песков <u>средняя</u> от-до					
Хочулуканский золотороссыпной узел												
I-4	13	Средний Оночочлах	Погребенная русловая	2,0	-	-	-	<u>0,15-9,5</u> 0,05-0,71	-	-	В+С ₁ - 431 Заб. - 23	ТКЗ №141 1972 г. МК №75 1996 г. (ЯКУ №01666 БЭ)
I-4	17	Заяц	Русловая	0,5	- <u>10-40</u>	- <u>0,2-1,8</u>	- <u>0,2-0,8</u>	<u>0,3-2,25</u> 0,1-1,4	-	0,5-1,0, до 2	-	-
I-4	18	Оночочлах	Погребенная долинная	4,0	<u>30</u> 20-200	- <u>1,6-49,0</u>	<u>11,2</u> <u>0,2-4,6</u>	<u>5,61</u> -	<u>803</u> 791-825	1,5	В+С ₁ - 230 Заб. - 299	-
I-4	20	Сетанья (верхнее течение)	Русловая	1,9	- <u>30-85</u>	- <u>1,0-3,2</u>	- <u>0,4-1,0</u>	<u>1,6-5,0</u> -	-	-	-	-
I-4	21	Правый Оночочлах	Русловая	0,6	-	- <u>1,8-21,0</u>	- <u>0,2-0,6</u>	<u>6,333</u>	-	-	В+С ₁ - 19	ТКЗ №141 1972 г.
I-4	23	Новый	Русловая	1,0	- <u>10-56</u>	- <u>3,0-6,8</u>	- <u>0,2-0,4</u>	<u>0,1-4,1</u> 0,01-0,25	-	-	-	-
I-4	24	От-Юрях	Русловая	6,0	<u>10-20</u> 10-100	- <u>1,2-55,0</u>	- <u>0,2-1,8</u>	<u>3,7</u> -	825	-	В+С ₁ - 405	-
I-4	27	Пологий	Русловая	1,1	- <u>5-35</u>	<u>4,0</u> <u>2,0-5,6</u>	<u>1,0-1,2</u> <u>0,2-0,4</u>	<u>1,0-1,2</u> -	-	-	-	-
I-4	28	Западный	Погребенная русловая	6,0	- <u>7-60</u>	- <u>4,0-64,0</u>	<u>1,6</u> <u>0,2-6,0</u>	<u>4,0-6,0</u> -	<u>828</u> 776-867	2,3	-	-
-4	29	Сетанья (верхнее течение)	Русловая	6,6	- <u>30-85</u>	- <u>1,0-3,2</u>	- <u>0,4-1,0</u>	<u>до 3,0-12,0</u> -	<u>820</u>	-	-	-
II-4	2	Левый приток руч. Сетанья	Русловая	0,7	-	-	<u>1,0-5,0</u> -	-	-	-	-	-
II-4	3	Правый приток руч. Правый Хотун-Юрях	Русловая	0,5	-	- <u>2,2-5,2</u>	<u>0,6</u> <u>0,2-0,6</u>	<u>0,4-3,8</u> 0,03-1,1	-	-	-	-
II-4	6	Сквозной	Погребенная русловая	0,8	- до 20	- <u>49,2-90,0</u>	- <u>0,5-1,0</u>	<u>2,7</u> -	-	-	-	-

Продолжение табл. 1

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологическое положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м средняя от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ на пласт на массу	Пробность золота средняя от-до	Преобладающая крупность золота, мм	Общие балансовые запасы (кг) и их категория (на 01.01.2000 г.)	Орган, утвердивший запасы, год и номер протокола
						торфов средняя от-до	песков средняя от-до					
П-4	7	Хотун-Юрях	Погребенная долинная	6,3	$\frac{67}{13-144}$	- 0,8-70,6	$\frac{1,2}{0,2-2,2}$	$\frac{5,143}{-}$	$\frac{815}{774-835}$	1-3	В+С ₁ - 108 Заб. - 267	МК №72 1996 г. (ЯКУ №01400 БЭ; ЯКУ №01597 БЭ)
П-4	9	Кузмич	Погребенная долинная	1,1	$\frac{-}{15-44}$	- 54,4-72,7	$\frac{1,3}{0,6-1,8}$	$\frac{17,4}{-}$	$\frac{823}{787-856}$	0,5-1,8	-	-
П-4	11	Левый Селлях	Погребенная долинная	6,1	$\frac{50,0}{22,0-150,0}$	- 1,4-68,5	$\frac{1,5}{0,4-2,2}$	$\frac{3,667}{-}$	$\frac{830}{812-857}$	2-3	В+С ₁ - 44 (вместе с руч. Правый Селлях)	ЗД №812
П-4	12	Рассвет	Русловая	0,75	$\frac{25}{10-30}$	- 4,8-29,6	$\frac{1,0}{0,6-1,6}$	$\frac{7,0-20,0}{-}$	-	-	-	-
П-4	13	Правый Селлях	Погребенная долинная	4,6	$\frac{90}{10-120}$	- 3,8-114,5	$\frac{1,6}{0,2-2,6}$	$\frac{3,667}{-}$	$\frac{815}{785-837}$	0,5	В+С ₁ - 44 (вместе с руч. Лев. Селлях)	ЗД №822
П-4	16	Охотский	Погребенная русловая	0,7	$\frac{-}{до 40}$	- 38,0-41,4	- 0,4-1,0	$\frac{до 4,6}{-}$	$\frac{814}{-}$	-	-	-
П-4	19	Хочулукан	Русловая	7,2	$\frac{-}{70-190}$	$\frac{9,0}{-}$	$\frac{0,65}{0,6-1,0}$	$\frac{4,706}{-}$	$\frac{836}{825-842}$	-	В+С ₁ - 80	-
Г-4	20	Левый приток р. Хочулукан	Русловая	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-
П-4	21	Приглядный	Русловая	1,2	$\frac{45}{10-130}$	- 0,0-5,0	$\frac{0,45}{0,2-1,8}$	0,4-1,2, до $\frac{34,0}{-}$	-	-	-	-
П-4	24	Вольный	Русловая	1,9	-	- 0,2-1,2	$\frac{0,4}{0,2-1,0}$	$\frac{1,8-8,2, до 33}{3,3}$	-	-	-	-
П-4	25	Арсенал	Русловая	2,5	$\frac{-}{10-30}$	- 0,4-9,4	- 0,2-3,4	$\frac{до 10,9}{-}$	-	-	-	-
П-4	27	Лесной	Русловая	1,2	$\frac{-}{5-20}$	- до 4,0	- 0,2-1,0	$\frac{4,6-9,9}{-}$	-	-	-	-
П-4	28	Снегирь (Самоир)	Русловая	2,2	-	- 1,2-4,4	- 0,2-0,8	$\frac{1,2-5,8}{0,05-0,53}$	-	-	-	-
П-4	32	Лунный	Русловая	0,6	-	- 1,2-2,6	$\frac{0,3}{0,2-0,4}$	$\frac{0,2-2,7}{0,03-0,27}$	-	-	-	-
П-4	34	Сухман	Русловая	4,0	-	- 0,2-1,2	$\frac{0,7}{-}$	$\frac{0,9}{-}$	-	-	-	-
Ш-4	1	Танк	Русловая	4,2	$\frac{15}{10-80}$	$\frac{до 4,0}{-}$	$\frac{0,5}{0,8-1,6}$	$\frac{0,2-5,7}{0,02-3,4}$	-	-	-	-

Продолжение табл. 1

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологическое положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м средняя от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ на пласт на массу	Пробность золота средняя от-до	Преобладающая крупность золота, мм	Общие балансовые запасы (кг) и их категория (на 01.01.2000 г.)	Орган, утвердивший запасы, год и номер протокола
						торфов средняя от-до	песков средняя от-до					
III-4	2	Бахая	Русловая	8,5	$\frac{15-30}{10-80}$	$\frac{2,0}{0,0-13,0}$	$\frac{0,6}{0,2-2,2}$	$\frac{0,95}{0,26}$	800	0,5-1,5	B+C ₁ - 21 C ₂ - 6 Заб. - 2	МК №19 1997 г. (ЯКУ №01377 БЭ)
III-4	3	Тан	Русловая	0,8	-	$\frac{-}{0,2-1,6}$	$\frac{-}{0,2-1,2}$	$\frac{0,2-1,9}{0,25}$	-	-	-	-
III-4	9	Беспризорный	Русловая	2,1	$\frac{7}{5-70}$	$\frac{0,0-12,0}{-}$	$\frac{0,2-1,0}{-}$	$\frac{0,2-2,2}{0,8}$	-	-	-	-
Баатылинский золотороссыпной узел												
III-3	7	Сланец	Русловая	0,4	$\frac{-}{1-20}$	$\frac{1,5}{0,2-2,2}$	$\frac{0,2}{0,2-1,0}$	$\frac{1,5}{-}$	-	-	-	-
III-3	24	Правый Золотой	Пойменно-русловая	2,0	$\frac{31}{10-60}$	$\frac{1,8}{0,6-3,8}$	$\frac{0,6}{0,4-1,0}$	$\frac{2,27}{0,7}$	-	0,5-1,5	-	-
III-3	31	Ворчун	Русловая	1,9	$\frac{20}{10-40}$	$\frac{3,1}{1,6-6,6}$	$\frac{0,4}{0,2-1,4}$	$\frac{1,0}{0,12}$	-	0,5-1,5	-	-
III-3	37	Червонец	Русловая	5,7	$\frac{24}{10-60}$	$\frac{1,5}{0,0-3,4}$	$\frac{0,7}{0,2-1,8}$	$\frac{2,2}{0,72}$	$\frac{839}{830-850}$	0,5-1,0	-	-
III-3	43	Телкиндже	Русловая	8,6	$\frac{29}{10-100}$	$\frac{1,4}{0,0-3,8}$	$\frac{0,9}{0,2-2,0}$	$\frac{2,3}{0,99}$	$\frac{806}{745-848}$	0,5-1,0	-	-
III-4	4	Гол	Русловая	0,6	$\frac{-}{\text{до } 15}$	$\frac{-}{0,6-2,8}$	$\frac{-}{0,2-1,4}$	$\frac{0,2-6,8}{1,3-2,8}$	-	-	-	-
III-4	5	Кора	Русловая	0,75	$\frac{-}{\text{до } 15}$	$\frac{-}{0,6-5,6}$	$\frac{0,8}{0,2-1,6}$	$\frac{0,2-10,0}{0,1-1,9}$	-	-	-	-
III-4	8	Баатылы	Русловая	9,8	$\frac{57}{20-160}$	$\frac{-}{0,0-10,4}$	$\frac{-}{2,4-5,2}$	$\frac{4,4}{-}$	$\frac{830}{813-845}$	3	C ₁ - 95	МК №101996 г. (ЯКУ №01301 БЭ)
III-4	10	Сова	Русловая	0,4	$\frac{-}{\text{до } 15}$	$\frac{0,2-2,2}{-}$	$\frac{0,5}{0,2-1,0}$	$\frac{0,7-2,5}{0,2-2,5}$	-	-	-	-
III-4	12	Васечкин	Русловая	1,7	$\frac{-}{\text{до } 15}$	$\frac{-}{0,0-2,8}$	$\frac{-}{0,2-1,2}$	$\frac{0,5-2,7}{0,2-0,7}$	-	-	-	-
III-4	14	Шова	Русловая	1,2	$\frac{-}{\text{до } 15}$	$\frac{-}{0,8-3,4}$	$\frac{-}{0,4-2,4}$	$\frac{0,6-3,6}{0,1-0,4}$	-	-	-	-
III-4	15	Золотой	Пойменно-русловая	9,0	$\frac{56}{20-140}$	$\frac{1,8}{0,0-7,0}$	$\frac{0,9}{0,2-3,8}$	$\frac{2,99}{1,08}$	$\frac{812}{742-830}$	1,4	B+C ₁ - 7 C ₂ - 12	МК №10 1996 г. (ЯКУ №01284 БЭ)
III-4	16	Эрдэх	Русловая	2,8	$\frac{20,5}{-}$	$\frac{-}{0,8-4,6}$	$\frac{0,2-1,2}{-}$	$\frac{0,3-5,9}{0,03-0,5}$	-	-	-	-
IV-4	1	Одинокий	Террасово-русловая	3,0	$\frac{20}{3-90}$	$\frac{12,4}{4,8-20,0}$	$\frac{1,3}{0,2-2,4}$	$\frac{3,0-12,0}{-}$	825	1,9	-	-

Продолжение табл. 1

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологическое положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м средняя от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ на пласт на массу	Пробность золота средняя от-до	Преобладающая крупность золота, мм	Общие балансовые запасы (кг) и их категория (на 01.01.2000 г.)	Орган, утвердивший запасы, год и номер протокола
						торфов средняя от-до	песков средняя от-до					
Широкинский золотороссыпной узел												
IV-3	13	Силур	Русловая	2,0	$\frac{46}{10-90}$	$\frac{2,1}{1,0-5,0}$	$\frac{0,9}{0,2-2,0}$	$\frac{0,8}{0,24}$	-	0,5-1,5	-	-
IV-3	18	Поворот (Иннокентьевский)	Русловая	0,3	-	$\frac{-}{1,0-4,4}$	$\frac{-}{0,2-0,4}$	$\frac{0,2-2,0}{0,17}$	-	-	-	-
IV-3	19	Паут	Долинная	7,4	$\frac{26}{10-50}$	$\frac{2,5}{1,0-4,4}$	$\frac{1,0}{0,2-1,8}$	$\frac{1,47}{0,48}$	<u>830</u>	1,5	-	-
IV-3	22	Коралл	Русловая	1,8	$\frac{22}{10-30}$	$\frac{1,2}{0,8-1,6}$	$\frac{0,8}{0,2-1,2}$	$\frac{1,0}{0,43}$	<u>800</u>	1,1	-	-
IV-3	27	Широкая*	Пойменно-русловая	4,5	$\frac{52}{20-100}$	$\frac{2,2}{0,0-6,2}$	$\frac{0,9}{0,2-3,6}$	$\frac{1,29}{0,38}$	<u>790</u>	1,2	-	-
IV-4	2	Веселый	Русловая	1,3	$\frac{-}{\text{до } 60}$	$\frac{-}{1,6-9,6}$	$\frac{0,6-1,6}{0,2-2,4}$	0,15-0,6, до $\frac{30}{0,03-0,25}$	-	-	-	-
-4	4	Забытый	Русловая	2,8	$\frac{34}{10-90}$	$\frac{1,6}{0,0-4,8}$	$\frac{0,8}{0,2-1,4}$	$\frac{3,8-4,7}{3,4}$	<u>790</u>	0,5-1,5	-	-
Хандинский золотороссыпной узел												
I-2	2	Суордах	Террасовая	2,3	-	$\frac{1,0}{0,2-1,0}$	$\frac{1,0}{1,0}$	$\frac{2,0-9,0}{-}$	-	-	-	-
I-2	3	Аринда*	Пойменно-русловая	2,8	$\frac{46}{13-98}$	$\frac{1,6}{0,0-8,4}$	$\frac{1,22}{0,8-1,6}$	$\frac{1,85}{0,8}$	<u>826</u>	1,2	-	-
I-2	4	Ялан	Долинная	0,7	$\frac{20,0}{-}$	$\frac{-}{2,8-3,2}$	$\frac{0,6}{0,2-0,8}$	$\frac{0,6-1,9}{0,1-0,3}$	-	-	-	-
I-3	1	Бурундук*	Пойменно-русловая	1,6	$\frac{15}{10-40}$	$\frac{1,5}{1,0-2,5}$	$\frac{0,5}{0,4-0,7}$	$\frac{1,5}{0,38}$	<u>820</u>	1,0-3,0	-	-
I-3	3	Сетанья* (нижнее течение)	Пойменно-русловая	5,2	$\frac{25}{10-60}$	$\frac{3,8}{1,4-8,0}$	$\frac{1,0}{0,6-2,8}$	$\frac{2,6}{0,54}$	<u>825</u>	1,5-5,0	-	-
I-3	6	Доля	Русловая	1,2	$\frac{4-5}{4-20}$	$\frac{1,0-2,0}{1,4-3,2}$	$\frac{0,2}{-}$	$\frac{0,3}{-}$	-	-	-	-
Сегенинский золотороссыпной узел												
I-4	2	Медведка	Русловая	0,5	-	$\frac{-}{0,2-1,0}$	$\frac{0,2}{-}$	$\frac{0,6-1,4}{0,15-0,6}$	-	-	-	-
I-4	4	Чалбык*	Русловая, пойменно-террасовая	8,2	$\frac{25}{20-30}$	$\frac{1,5}{0,0-3,0}$	$\frac{0,8}{0,2-1,4}$	$\frac{1,04}{0,48}$	$\frac{825}{816-830}$	0,5-2,0	-	-

Окончание табл. 1

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологическое положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м <u>средняя</u> от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ <u>на пласт</u> на массу	Пробность золота <u>средняя</u> от-до	Преобладающая крупность золота, мм	Общие балансовые запасы (кг) и их категория (на 01.01.2000 г.)	Орган, утвердивший запасы, год и номер протокола
						<u>торфов</u> <u>средняя</u> от-до	<u>песков</u> <u>средняя</u> от-до					
I-4	5	Звучный	Русловая	0,4	-	- 0,6-1,0	0,2 -	0,05-1,12 0,1-0,25	-	-	-	-
I-4	6	Сланцевый	Русловая	1,2	-	- 1,4-2,2	- 0,2-0,4	0,05-0,7 0,12	-	-	-	-
I-4	7	Руч. Милка	Русловая	0,3	-	-	-	0,1-0,5 -	-	-	-	-
Левобережье р. Аллах-Юнь												
IV-4	5	Нижний Сулаки	Русловая	4,0	- 4,0-90,0	- 2,4-9,0	- 0,2-2,2	0,5-1,3 -	-	-	-	-

Примечание: * – россыпи выходят за рамки листа.

Характеристика непромышленных россыпей золота на территории листа P-53-XXX

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологиче- ское положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ на пласт на массу
						торфов средняя (от-до)	песков средняя (от-до)	
Хочулуканский золотороссыпной узел								
I-4	10	Руч. Ясный	Русловая	2,0	-	1,2	0,2	<u>0,2</u> 0,03
I-4	11	Р. Сетанья	Русловая	-	-	-	-	<u>зн.</u> 0,1-0,5
I-4	15	Лев. Оночолар	Русловая	1,7	-	(15,2-78,4)	(0,4-2,6)	-
I-4	16	Руч. Ветка	Русловая	3,2	-	(1,4-3,2)	(0,2-0,4)	<u>0,1-0,6</u> 0,012-0,07
I-4	26	Руч. Широкий	Русловая	1,8	-	-	-	<u>зн.</u> 0,1-0,5
II-4	4	Аммонитовый	Русловая	1,0	-	(0,6-14,0)	0,2	<u>0,01-0,5</u> 0,02
II-4	14	Завидный	Русловая	1,7	10-50	(0,6-8,6)	(0,2-0,8)	<u>0,1-12,6</u> 0,01-1,1
II-4	15	Крестовой	Русловая	0,6	-	(1,4-4,2)	0,2	<u>0,05-1,1</u> зн.-0,05
II-4	17	Горелый (Надежный)	Русловая	2,0	-	(0,8-4,0)	(0,2-1,0)	<u>0,1-0,5</u> 0,01-0,08
II-4	22	Левый приток руч. Хочулукан	Русловая	0,7	-	-	-	-
II-4	31	Левый приток руч. Сухман	Русловая	2,2	-	-	-	<u>0,5-1,0</u> -
III-4	6	Бульбукта	Русловая	2,1	-	(0,0-3,8)	(0,2-1,6)	<u>0,4-1,5</u> 0,1-0,42
Баатылинский золотороссыпной узел								
III-3	6	Левая Сахара	Русловая	6,0	-	(1,4-2,3)	(0,2-1,2)	<u>0,05-1,3</u> 0,01
III-3	12	Мулан	Русловая	1,0	-	(0,0-1,2)	(0,2-1,0)	<u>0,2-0,5</u> 0,1-0,29
III-3	16	Чай	Русловая	0,6	-	(0,6-2,2)	(0,2-2,4)	<u>0,1-1,0</u> 0,01-0,5
III-3	17	Кочка	Русловая	0,8	-	(1,0-2,8)	0,2	<u>0,2-0,5</u> 0,07
III-3	36	Солнечный	Русловая	1,6	-	(0,6-4,2)	(0,2-1,2)	<u>0,2-1,7</u> 0,14
III-4	18	Серебряный	Русловая	1,0	-	(0,6-2,4)	0,32 (0,2-0,6)	<u>0,1-1,1</u> 0,01-0,1

Продолжение табл. 2

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологиче- ское положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ на пласт на массу
						торфов средняя (от-до)	песков средняя (от-до)	
IV-3	14	Кыс	Русловая	1,1	-	(0,8-3,2)	0,2	<u>0,05-0,2</u> 0,01-0,02
Широкинский золотороссыпной узел								
IV-3	17	Сухой	Русловая	2,2	-	1,4	0,2	<u>1,2</u> 0,18
IV-3	20	Иннокентьевский	Русловая	1,3	-	(0,2-2,6)	(0,2-1,8)	<u>0,3-7,9</u> 0,02-4,75
IV-3	21	Пик (Ад)	Русловая	2,0	-	(0,6-4,8)	(0,2-1,0)	<u>0,4-17,6</u> 0,1-1,2
Хандинский золотороссыпной узел								
I-1	3	Дуга	Русловая	3,8	-	-	-	<u>0,1</u> -
I-2	5	Ялан	Русловая	2,0	-	-	-	<u>0,3-1,0</u> -
I-2	8	Суордах (выше кл. Морозовый)	Русловая	4,0	-	-	-	<u>0,1-0,3, до 5</u> -
I-2	12	Тур	Русловая	0,4	-	-	-	<u>зн.-0,1</u> -
I-2	13	Суордах (устье руч. Наш)	Русловая	2,3	-	3,0	0,2	<u>0,5</u> -
I-2	14	Краб	Русловая	2,0	-	(0,4-2,6)	(0,2-1,2)	<u>0,11-1,2</u> 0,02-0,15
I-2	15	Наш	Русловая	5,1	-	(0,4-1,8)	(0,2-1,0)	<u>0,01-1,12</u> 0,01-0,13
I-3	2	Бурундук	Русловая	1,4	-	(1,6-2,5)	0,5	0,1-0,3
I-3	7	Аринда	Русловая	4,5	-	-	-	<u>0,3-1,0</u> -
I-3	8	Сетанья	Русловая	3,2	-	-	-	<u>0,1-0,5</u> -
I-3	9	Вьючный	Русловая	5,0	-	(0,6-4,0)	(0,2-0,6)	<u>0,1-0,9, до 2,5</u> 0,05, до 1,1
Сегенинский золотороссыпной узел								
I-4	1	Южный*	Русловая	0,8	-	6,2	0,2	<u>1,6</u> 0,05
I-4	3	Гаежный*	Русловая	2,1	-	1,8	0,2	<u>0,2</u> 0,02

Окончание табл. 2

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Геоморфологиче- ское положение в рельефе	Длина, км	Ширина, м от-до	Мощность, м		Среднее содержание, г/м ³ на пласт на массу
						торфов средняя (от-до)	песков средняя (от-до)	
Прочие непромышленные россыпи								
IV-2	5	Ким	Русловая	3,2	-	(2,0-2,6)	(0,2-0,4)	<u>зн.-1,3</u> зн.-0,18
IV-2	10	Кишра	Долинная	6,2	-	(0,2-2,6)	(0,2-1,0)	<u>зн.-1,1</u> зн.-0,8
IV-4	3	Средний Сулаки	Русловая	4,2	до 100	(3,2-5,4)	(0,2-1,2)	<u>1,6</u> до 5,0
Шлиховые потоки								
IV-3	16	Силур	Русловая	3,8	-	-	-	зн.-1,0
IV-3	26	Широкая	Русловая	2,0	-	-	-	зн.-1,0

Примечание: * – на территорию листа попадает часть россыпи.

Химический состав хромшпинелидов по данным макрозондового анализа

№ п/п	№ образца	Окислы											Сумма
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	
1	420-1	0,0	9,32	17,63	0,00	0,0	0,00	3,58	1,34	39,20	22,13	6,69	99,89
2	420-2б с	0,0	2,02	11,91	0,00	0,0	0,00	5,66	1,34	36,46	11,15	25,91	99,84 Zn=5,41
3	433-2б к	0,0	1,16	12,00	0,00	0,0	0,00	5,41	0,00	37,14	3,00	33,14	99,83 Zn=4,0
4	435-В	0,0	10,94	10,72	0,00	0,0	0,00	1,11	0,00	54,94	17,17	4,44	99,91
5	435	0,0	9,88	10,07	0,00	0,0	0,00	2,65	0,97	50,42	19,65	6,27	99,90
6	435 с	0,0	9,73	20,29	0,00	0,0	0,00	3,05	0,88	37,52	21,91	6,50	99,89
7	435 к	0,0	3,27	19,12	0,00	0,0	0,00	2,90	0,88	36,20	31,38	6,10	99,86
8	435 кк	0,0	0,0	2,91	0,87	0,0	0,54	6,71	0,00	44,83	28,39	13,19	99,84 Zn=1,2
9	435 ккк	0,0	0,0	2,80	0,86	0,0	0,41	4,53	0,00	46,72	25,99	15,98	99,83 Zn=1,1
10	435 кккк	0,0	0,0	3,02	0,79	0,0	0,43	5,47	1,19	43,22	28,00	15,76	99,83 Zn=0,9; V=?
11	435 ккккк	0,0	0,0	3,02	0,79	0,0	0,46	4,65	1,56	43,11	22,93	20,43	99,82 Zn=1,4

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории микрозондового анализа ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Индексы справа от номера пробы: с – середина зерна; к – край зерна; к→к – последовательное приближение к краю зерна. Место отбора проб: 420-1; 420-2; 433-В – щелочные туфы (?) в основании накалинской свиты; 435 – дайка щелочных метапикритов.

Общая характеристика рифейско-вендских карбонатных пород

Стратиграфическое подразделение, возраст	Геологическая порода	Химический состав, %				Область применения
		CaO	MgO	R ₂ O ₃	H ₂ O	
Сытыгинская, V ₂ st	известняки	42,48-47,45	0,79-3,75	1,28-2,75	3,50-12,62	Сильно гидравлическая кальциевая известь, портландцемент
Токурская, V ₁ tk	доломиты	28,10	18,25	1,10	9,85	Известь доломитовая слабо гидравлическая
Саларская, RF ₃ sl	известняки	44,92	4,16	1,58	9,25	Известь магниальная сильно гидравлическая
Ципандинская, RF ₂	доломиты	22,95-29,95	16,90-21,70	0,32-1,28	1,46-21,80	Известь доломитовая сильно гидравлическая. Известь доломитовая воздушная, черная
Мальгинская, RF ₂ ml	известняки	52,74-64,33	0,20-0,69	0,44-0,50	1,62-3,52	Известь кальциевая воздушная, отчасти жирная
Мускельская, RF ₂ mk	мергели	9,52-13,95	1,89-7,92	8,48-8,72	52,70-67,80	Роман-цемент

Прогнозные ресурсы (P₂) золота техногенных россыпей

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения (ручей)	Вероятностный техногенный остаток золота (кг)	Источник информации
Хочулуканский золотороссыпной узел				
I-4	13	Средний Оночолах	52,0	[62]
I-4	21	Правый Оночолах	141,0	[62]
I-4	24	От-Юрях	17,0	[62]
I-4	28	Западный	23,0	[62]
II-4	7	Хотун-Юрях	453,0	[62]
II-4	9	Кузмич	8,0	[62]
II-4	11	Левый Селлях	486,0	[62]
II-4	13	Правый Селлях	814,0	[62]
II-4	19	Хочулукан	121,0	[62]
II-4	21	Приглядный	21,0	[62]
II-4	25	Арсенал	47,0	[62]
III-4	2	Бахая	36,0	[62]
III-4	1	Танк	50,0	[62]
III-4	9	Беспризорный	19,0	[62]
Баатылинский золотороссыпной узел				
III-3	37	Червонец	49,0	[62]
III-3	43	Телкиндже	90,0	[62]
III-4	8	Баатылы	230,0	[62]
III-4	15	Золотой	160,0	[62]
III-4	16	Эрдэх	24,0	[62]
IV-4	1	Одинокий	41,0	[62]
Широкинский золотороссыпной узел				
IV-3	13	Силур	23,0	[75]
IV-3	19	Паут	60,0	[75]
IV-3	22	Коралл	15,0	[75]
IV-3	27	Широкая	102,0	[75]
IV-4	4	Забытый	46,0	[75]
Сегенинский золотороссыпной узел				
I-4	4	Чалбык	70,0	[75]
Итого:			3195,0	

Примечание: Ресурсы не утверждены.

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого	Название рудного объекта	Прогнозируемое месторождение
IV-2	7	Ниобий, тантал	Проявление Гек	Малое
III-3	29	Ниобий, тантал	Проявление Трубка	Малое
III-3	42	Церий, лантан, золото	Проявление Батрак	Крупное
II-4	29	Золото	Проявление Хочулуканское (Осеннее)	Малое
III-4	13	Золото	Проявление Бахая	Малое
III-4	17	Золото	Проявление Татьянино	Малое
I-1	18	Флюорит	Проявление Дугинское	Малое

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых, известных на площади листа
P-53-XXX**

№ п/п	№ объекта на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов в тыс. т, для золота – в т	Перспективность объектов и надежность их оценки	Рекомендуемые виды работ
1	2.0.1 Nb,TR (IV-2-7) (IV-2-4) (IV-2-11)	150,0	Лединская рудная зона (P ₃) Nb ₂ O ₅ - 5,0 TR _{Ce} - 25,0 Au - 2,18 Проявление Гек (P ₂) Nb ₂ O ₅ - 22,5 P ₂ O ₅ - 345,0 Проявление Воин (P ₂) Nb ₂ O ₅ - 4,0 TR _{Ce} - 1,6 U - 0,08 Проявление Метеор (P ₂) Cu - 18,9	н/с н/с н/с н/с	СП 50 СП 10 СП 10 -
2	2.0.1.1 (III-3-29) (III-3-42)	6,25	Габбро-Батрацкое рудное поле Проявление Трубка (P ₂) Nb ₂ O ₅ - 15,0 Проявление Батрак (P ₂) TR _{Ce} - 667,5 Nb ₂ O ₅ - 375,0	н/м в/с	СП 10 СП 10
3	P, V, Au		Акринский рудный уровень	с/м	ТР
4	1.1.1 Au (I-4-22) (II-4-1) (I-4-14) (II-4-29) (III-4-13)	390,0	Селяхско-Хогунский рудный узел Суркечанский рудовмещающий уровень (P ₂) Au - 47,0 Среднее месторождение Оночолах (P ₁) Au - 1,0 Малое месторождение Булар (P ₁) Au - 2,5 Проявление Средний Оночолах (P ₂) Au - 1,2 Проявление Хочулуканское (Осеннее) (P ₂) Au - 6,0 Проявление Бахая (P ₂) Au - 6,0	с/в с/в с/в н/с с/с с/с	ГГК Р Р ПО2 ПО1 ПО1
5	1.1.2 Au (III-4-17)	167,5	Мугунский перспективный рудный узел (P ₃) Au - 10,0 Проявление Татьянино (P ₂) Au - 5,0 (1,9)	с/м с/м	СП 50 СП 10
6	2.0.0.1 Au	25,0	Сетаньинское рудное поле (P ₂) Au - 17,4	н/м	-
7	Au	290,0	Перспективная площадь на золото-сульфидное оруденение (P ₃) Au - 5,0	с/м	СП 50, ТР
8	0.0.1 Au	375,0	Хандинский золотороссыпной узел (P ₁) Au - 0,02	н/с	Р
9	0.0.2 Au	17,5	Сегенинский золотороссыпной узел (P ₁) Au - 0,1	н/в	Р
10	0.0.3 Au	456,0	Хочулуканский золотороссыпной узел (P ₁) Au - 2,29	в/в	Р
11	0.0.4 Au	125,0	Баатылинский золотороссыпной узел (P ₁) Au - 0,59	н/в	Р
12	0.0.5 Au	155,0	Широкинский золотороссыпной узел (P ₁) Au - 0,25	н/в	Р
13	Pt	250,0	Горностахская перспективная платиновая площадь	н/м	ТР
14	P, V (I-1-18)		Иниканский металлоносный уровень Проявление Дугинское (P ₂) fl - 235,0; (P ₃) fl - 570,0	с/м с/м	ТР, СП 50 СП 10

Примечание: Прогнозные ресурсы рудных зон, узлов, полей приведены без учета имеющихся там месторождений и проявлений, прогнозные ресурсы которых приведены отдельно. Прогнозные ресурсы не утверждены.

Список стратонов, петротипов, опорных обнажений, показанных на геологической карте

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по список литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение (угловое несогласие между талынской и трехгорной свитами)	[69], №1215
2	Опорное обнажение (несогласное залегание начарской свиты на гренской свите. Предвендский рельеф)	[69], №1337
3	Опорный (представительный) разрез сетаньинской толщи	[69], №465
4	Гипостратотип разовской и левосахаринской свит	[69], №44-46
5	Опорное обнажение (туфы ультраосновного состава в основании накалинской свиты)	[69], №420, 421
6	Опорное обнажение (туфы щелочного состава в основании накалинской свиты)	[69], №410
7	Опорное обнажение (тектоническое разлинзование отложений пикской свиты)	[69], №228
8	Опорное обнажение (тектониты по отложениям куролахской толщи)	[69], №201
9	Опорное обнажение (тектониты по отложениям хатыхахской свиты)	[69], №1601
10	Опорное обнажение (несогласное залегание отложений якской и хамамытской свит на образованиях накалинской свиты)	[75], №1049
11	Стратотипы широкинской и пикской свит	[75], №P-17
12	Петротипический район левосахаринского комплекса пикрит-сиенит-карбонатитового. Дайки и силлы метапикритов	-

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, минерал; № авторской пробы	K, %	⁴⁰ Ar, нг/г	Возраст, млн лет	Лаборатория, год работы	№ источника по списку литературы
1	Суордахский комплекс габбро-долеритовый ($\beta O_{2-3}S$); силл в отложениях венда; р. Акра	Долерит (пироксен); №725	0,94	18,20	275	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
2	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_{1-2} ; бассейн руч. Шорох	Долерит (порода); №14046	0,64	13,89	289±6,1	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
3	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_{1-2} ; междуречье Шороха-Блудного	Долерит (пироксен хорошей сохранности)	0,71	13,70	255	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
4	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; истоки р. Акры	Долерит (порода); №9019	0,55	9,93	242	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
5	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовой, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; бассейн р. Прав. Сахары	Долерит амфиболитизированный (порода); №5130	0,75	7,73	142	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
6	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; бассейн р. Сахары	Долерит (порода); №5313	1,25	23,2	247	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
7	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; бассейн р. Сахары	Долерит хорошей сохранности (порода); №5426	0,71	16,36	305	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
8	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; бассейн р. Сахары	Долерит хорошей сохранности (порода); №5428	1,00	15,90	214	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
9	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; бассейн р. Сахары	Долерит хорошей сохранности (порода); №6450	0,62	15,80	332	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
10	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; бассейн р. Сахары	Долерит (порода); №5399	0,30	6,77	204	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
11	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый, первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{C}_3 ; бассейн р. Сахары	Долерит амфиболитизированный (порода); №6442	1,45	18,30	171	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
12	Левосахаринский комплекс пикрит-сиенит-карбонатитовый, вторая фаза (ξD_3ls_2); дайка в отложениях O_2 ; руч. Батрак	Сиенит-порфир (калишпат); №7828-5	3,52	27,48	109	Запсибгеология, 1988 г.	[75]
13	Левосахаринский комплекс пикрит-сиенит-карбонатитовый, вторая фаза (ξD_3ls_2); дайка в отложениях O_2 ; руч. Батрак	Сиенит-порфир (порода); №7828-14	7,87	-	114	Запсибгеология, 1988 г.	[75]
14	Лединский комплекс пероксенит-уртит-сиенит-карбонатитовый, третья фаза ($\nu-\vartheta O_2l$); массив Воин	Сиенит (порода); №5720	6,31	51,66	114±0,3	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
15	Лединский комплекс пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитовый, третья фаза ($\nu-\vartheta O_2l$); массив Воин в отложениях O_1	Сиенит (порода); №5720	8,06	84,29	145±0,4 9	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
16	Лединский комплекс пироксенит-уртит-карбонатитовый, четвертая фаза ($\nu-\vartheta O_2l$); массив Гек в отложениях \mathcal{C}_3	Карбонатит (слюда); №5447	5,02	109,46	290±2,9	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]
17	Лединский комплекс пироксенит-уртит-карбонатитовый, четвертая фаза ($\nu-\vartheta O_2l$); массив в отложениях \mathcal{C}_3	Карбонатит (порода); №4975	3,36	28,63	119±0,2	Запсибгеология, 1981-1986 гг.	[51]

Таблица 1

Микроэлементный состав туффитов и осадочных пород из основания розовской свиты (нижний–средний девон)

Порода	Содержание (в г/т)									
	Rb	Sr	Zr	Y	Cr	Ba	Co	Ni	V	Nb
Туффиты (3 анализа)	56-110	30-50	430-500	26-25	286-580	330-350	5,6-21,7	25,8-55,3	115-193	63,4-77,6
Гематитизированные песчаники, песчаный доломит (3 анализа)	11-32	85-390	110-180	18-23	42-135	340-11000	5,45-27,6	21,4-37,0	64,6-106	18-37,9

Таблица 2

Химический и микроэлементный состав туфов и литокластов из основания накалинской свиты (фаменский ярус)

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	28,1	26,1	26,8	23,3	22,9	33,6	27,7	28,7	27,9	45,4	33,5	56,9
TiO ₂	2,1	1,7	1,4	7,1	4,5	4,0	4,2	4,9	2,3	2,2	8,3	0,49
Al ₂ O ₃	6,5	5,5	7,7	6,9	6,5	7,3	7,5	8,0	6,0	12,0	9,2	6,2
Fe ₂ O ₃	1,5	1,4	2,1	11,2	8,5	13,7	10,5	10,0	5,4	4,7	4,9	7,7
FeO	4,8	4,1	3,3	3,2	3,7	2,8	2,8	3,4	3,5	2,7	3,0	1,4
MnO	0,17	0,19	0,17	0,12	0,17	0,06	0,12	0,09	0,18	0,06	0,05	0,10
MgO	13,9	14,5	9,7	13,9	15,0	18,4	20,1	20,5	14,8	12,1	14,6	6,2
CaO	15,4	17,0	17,9	11,5	12,8	6,1	8,4	6,9	15,3	6,1	9,7	7,5
Na ₂ O	0,92	0,96	0	0,39	0,37	0	0	0	1,0	3,8	0	2,6
K ₂ O	1,1	0,75	3,1	3,2	3,2	5,1	5,2	5,7	0,71	1,6	7,3	0,78
P ₂ O ₅	0,78	0,70	1,1	0,68	1,0	0,96	0,75	0,75	0,89	0,47	4,9	0,64
п.п.п.	25,0	27,4	26,6	18,7	21,5	8,3	13,1	11,3	22,2	9,0	4,2	8,6
Σ	100,27	100,3	99,87	100,19	100,14	100,32	100,37	100,24	100,18	100,13	99,645	99,106
Rb	33	25	58	58	62	150	130	150	23	37	190	32
Sr	230	220	190	130	160	93	96	91	330	140	560	530
Zr	440	400	470	840	760	390	380	400	440	240	1760	240
Y	34	35	49	42	45	22	22	21	32	22	120	9,6
Ba	380	350	350	310	320	450	310	430	1500	1300	1800	4000
Cr	126	118	89,9	150	183	911	915	1048	123	175	247	104
Co	26,3	30	15,8	30,2	29,8	66	56,8	76,3	25,5	22,7	13,1	7,5
Ni	59,7	62,2	34,9	87,5	79,7	255	206	251	59,8	55,4	66	18,3
V	195	175	176	504	387	399	385	352	245	327	441	96,2
Nb	333	261	494	444	434	168	179	218	276	156	132,8	81,2

1–8 – туфы кристаллолитово-, литокристаллокластические (1–3 – серые, 4–5 – темно-серые, 6–8 – темно-зеленые); 9 – обломок серого туфа; 10–12 – ксенокласты (10 – щелочное лейкократовое габбро, 11 – щелочно-полевошпатово-апатитовый слюдит, 12 – алевролит аркозовый).

Содержание редких элементов в туфах основания накалинской свиты (фаменский ярус)

Элементы (г/т)	1	2	3	4
Be	2,2	1,8	3,3	7,6
Sc	12,0	12,0	21,0	36,0
Ce	240	270	400	85,0
Dy	6,0	6,5	8,0	4,9
Er	2,4	2,8	2,8	1,8
Eu	4,0	4,4	5,6	2,6
Gd	9,5	11,0	14,0	7,5
Ho	1,0	1,1	1,2	0,79
La	140	160	160	38
Lu	0,30	0,30	0,28	0,18
Nd	90	100	130	37
Pr	25	29	36	9,3
Sm	14	16	20	7,8
Tb	1,4	1,5	1,8	1,1
Tm	0,33	0,39	0,35	0,23
Yb	1,9	2,10	1,9	1,3
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Cs	1,6	1,1	2,2	9,1
Ga	12,0	10,0	16,0	23,0
Hf	4,8	5,1	9,0	7,9
In	0,06	<0,05	0,05	<0,05
Mo	4,5	1,7	1,1	1,4
Sn	2,1	1,7	3,7	2,7
Ta	4,9	6,2	16,0	12,0
Th	11,0	11,0	28,0	13,0
Tl	0,12	0,09	0,19	0,50
U	6,3	7,3	10,0	4,4

1–2 – серые туфы; 3 – темно-серый туф; 4 – темно-зеленый туф.

Химический и микроэлементный состав вулканогенно-обломочных пород из основания накалинской свиты (фаменский ярус)

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	28,2	23,7	16,2	15,5	23,1	20,1	21,5	13,3	23,45	24,6	37,9	31,4	31,3
TiO ₂	2,1	1,9	1,4	1,4	2,5	4,4	7,9	3,9	10,17	7,5	6,2	1,5	1,6
Al ₂ O ₃	4,9	6,9	5,0	4,3	7,0	7,2	6,1	8,0	5,5	7,0	13,2	8,0	7,1
Fe ₂ O ₃	4,4	9,3	6,9	9,2	6,3	8,4	18,0	2,6	23,57	11,5	5,2	4,1	2,0
FeO	3,1	1,7	1,7	1,8	1,6	2,8	1,2	7,9	0,97	1,6	1,3	0,87	0,95
MnO	0,17	0,15	0,22	0,24	0,19	0,16	0,072	0,12	0,0421	0,077	0,013	0,067	0,087
MgO	13,6	12,3	13,6	13,7	12,5	14,5	7,4	18,1	15,61	17,2	8,5	14,5	12,7
CaO	15,8	15,4	20,7	20,6	16,5	14,9	9,8	16,7	8,27	9,5	8,0	13,1	15,5
Na ₂ O	0,63	0	0,23	0	0,21	0	0,77	<0,2	0,361	0,37	0	0,55	0,39
K ₂ O	1,9	4,2	2,3	2,0	4,4	3,8	2,7	<0,1	2,63	3,7	7,1	2,9	2,7
P ₂ O ₅	0,56	1,2	2,5	2,2	1,1	1,1	0,29	1,5	0,327	0,37	1,3	0,28	0,2
п.п.п.	25,0	23,4	29,2	29,0	24,6	23,0	15,4	28,0	10,15	16,8	11,3	23,1	25,7
Σ	100,36	100,15	99,95	99,94	100	100,36	101,2	100,0	101,02	100,3	100,01	100,37	100,23
Rb	45,0	57,0	35	30	65	94	76	<1	67	92	140	53	38
Sr	140	140	350	240	300	180	120	580	180	130	98	130	140
Zr	350	560	580	510	580	810	590	480	610	770	860	270	490
Cr	84	243	161	152	109	215	220	190	229	190	2047	341	805
Co	25,4	13	19,8	19,7	25,8	32,7	68	73	82	39,5	24,7	22,7	11,8
Ni	60,6	64,7	72,8	58,3	56,3	89,9	62	87	61	68,0	248	116	59,7
V	226	343	211	235	303	287	600	350	817	440	267	110	102
Nb	177	349	590	424	303	658	260	160	290	441	225	95,7	87,6
Ba	340	360	1200	1000	1800	330	450	310	3020	300	340	320	320

1 – ксенотуфы красные псаммит-псефитовые; 2–5 – туфы вишневые алеврит-псаммитовые; 6–10 – туфы, ксенотуфы пестрые алеврит-псаммит-псефитовые; 11 – туф табачно-зеленый алеврит-псаммитовый; 12–13 – «карбонатные туфы».

Содержание РЗЭ в вулканогенно-обломочных породах основания накалинской свиты (фаменский ярус)

Элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Be	2,6	2,8	4,7	2,7	3,8	3,7	2,4	0,5	2,4	2,7	11,0
Sc	15	-	10	9,3	13,0	16,0	15,0	24,0	15,0	18,0	44,0
Ce	240	210	510	500	530	520	220	190	160	220	360
Dy	5,6	7,6	17	13	13	20	8,7	4,9	9,8	9,5	12,0
Er	2,1	2,9	6,1	4,4	5,4	7,6	3,1	1,8	3,3	3,5	4,2
Eu	4,4	3,9	13,0	9,5	8,3	13,0	4,4	2,8	4,1	4,7	6,9
Gd	11,0	11,0	32,0	25,0	22,0	31,0	11,0	8,7	11,0	12,0	20,0
Ho	0,98	1,3	2,7	2,0	2,3	3,4	1,4	0,79	1,6	1,6	1,9
La	130	130	430	330	370	440	89	89	63	93	210
Lu	0,25	0,31	0,62	0,48	0,64	0,77	0,34	0,15	0,34	0,37	0,44
Nd	100	77	310	240	210	320	94	83	68	97	160
Pr	26	22	83	67	62	88	26	22	18	26	44
Sm	16	13	46	36	32	47	16	12	13	17	26
Tb	1,3	1,6	4,2	3,1	2,9	4,5	1,9	1,1	2,0	2,0	2,7
Tm	0,3	0,37	0,75	0,56	0,76	1,0	0,41	0,21	0,44	0,51	0,56
Yb	1,7	2,2	4,1	3,3	4,3	5,4	2,4	1,1	2,2	2,8	2,9
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,8	0,6	<0,5
Cd	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Cs	1,6	0,99	1,1	0,72	1,50	2,8	3,3	0,36	2,9	3,9	3,6
Ga	12,0	14,0	14,0	12,0	18,0	19,0	12,0	16,0	10,0	14,0	29,0
Hf	4,5	5,0	6,2	4,8	8,4	16,0	8,5	8,7	8,3	9,9	13,0
Jn	0,06	0,05	0,08	0,09	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	0,11
Mo	0,3	0,8	0,4	0,3	2,2	3,3	3,0	3,5	4,0	2,9	0,4
Sn	1,4	1,9	3,0	3,6	2,2	4,3	4,4	3,2	5,2	7,3	4,3
Ta	6,0	5,9	14,0	11,0	13,0	43,0	21,0	10,0	24,0	24,0	15,0
Th	11,0	13,0	31,0	25,0	50,0	75,0	46,0	11,0	51,0	51,0	25,0
Tl	0,12	0,15	0,12	0,08	0,24	0,38	0,25	<0,02	0,22	0,29	0,39
U	3,7	6,7	5,5	4,7	5,6	12,0	12,0	3,2	17,0	13,0	5,9

1–11 – тоже, что и в таблице 4 (прил. 12).

Таблица 1

Химический и микроэлементный состав долеритов улаханбамского комплекса

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,4	49,8	46,5	48,5	48,1	48,6	47,3	48,6	48,7
TiO ₂	0,12	1,29	1,79	1,76	1,93	1,63	1,69	1,71	1,80
Al ₂ O ₃	17,3	13,9	15,1	14,4	13,7	14,0	14,6	13,9	15,0
Fe ₂ O ₃	3,2	9,8	4,2	4,8	5,6	4,3	4,3	5,3	2,06
FeO	5,7	4,7	11,2	10,6	9,9	10,7	10,9	11,0	12,36
MnO	0,11	0,17	0,26	0,23	0,25	0,24	0,21	0,23	0,235
MgO	7,77	7,35	6,03	5,40	6,18	5,14	5,53	3,47	6,09
CuO	10,70	6,25	9,30	7,91	5,86	9,56	9,94	8,56	8,69
Na ₂ O	1,92	2,01	2,35	2,71	2,88	2,30	2,33	3,07	1,89
K ₂ O	0,79	0,84	1,0	1,07	0,66	0,73	0,57	0,84	1,69
P ₂ O ₅	0,05	0,15	0,17	0,17	0,17	0,16	0,26	0,19	0,21
п.п.п.	3,34	4,02	2,43	2,57	4,80	2,41	2,24	2,81	0,84
Сумма	99,92	100,23	100,31	100,1	99,97	99,84	99,9	99,68	99,565
Rb	29	31	30	28	17	22	19	40	н/о
Sr	380	130	170	230	180	150	150	250	н/о
Zr	51	120	120	150	160	130	110	140	н/о
Y	13	31	34	45	39	37	35	45	н/о
U	1,9	2,1	<1,5	1,4	2,1	<1,5	<0,5	<2,0	н/о
Pb	5,8	4,8	<2,5	3,5	51	<2,5	<2,5	<3,0	н/о
Th	1,7	2,6	<1,5	2,0	2,0	3,1	2,0	3,2	н/о
Nb	3,4	7,5	12	8,2	9,7	9,4	8,5	6,3	н/о
Ba	205	253	288	259	264	200	141	156	н/о
Cr	275	55	118	43	61	72	84	239	н/о
Co	37	50	55	37	37	43	47	27	н/о
Ni	107	82	85	49	40	48	58	29	н/о
V	246	343	384	423	374	466	413	485	н/о
Sc	34	43	48	43	40	42	42	40	н/о
Sb	н/о	н/о	н/о	<0,5	н/о	н/о	<0,5	н/о	н/о
Cs	н/о	н/о	н/о	<0,5	н/о	н/о	<0,5	н/о	н/о
La	8,8	11,4	9,5	11	12,5	11,5	8,6	10,6	н/о
Ce	н/о	н/о	н/о	27	н/о	н/о	23	н/о	н/о
Nd	н/о	н/о	н/о	16	н/о	н/о	16	н/о	н/о
Sm	н/о	н/о	н/о	4,5	н/о	н/о	3,95	н/о	н/о
Eu	н/о	н/о	н/о	1,5	н/о	н/о	1,3	н/о	н/о
Tb	н/о	н/о	н/о	1,1	н/о	н/о	1,0	н/о	н/о
Yb	н/о	н/о	н/о	3,6	н/о	н/о	3,4	н/о	н/о
Lu	н/о	н/о	н/о	0,5	н/о	н/о	0,5	н/о	н/о
Hf	н/о	н/о	н/о	3,2	н/о	н/о	2,4	н/о	н/о
Ta	н/о	н/о	н/о	0,6	н/о	н/о	0,37	н/о	н/о

1–9 – позднерифейские долериты из силлов улаханбамского комплекса (бассейн рек Сахара, Акра).

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. Мстах; 3 – верховья ручья Светлого, лист Р-53-XXIV; 4 – устье руч. Трехгорка, лист Р-53-XXIV).

Химический состав пород лединского пироксенит-уртит-сиенит-карбонатитового комплекса

Окислы (в %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	34,04	39,14	38,54	41,14	52,92	51,50	57,0	12,0	3,6	5,35
TiO ₂	3,89	1,75	1,29	0,77	0,31	0,39	0,84	0,36	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	7,8	15,66	18,70	22,48	21,51	19,25	19,45	1,25	0,73	0,93
Fe ₂ O ₃	8,57	5,41	3,77	2,60	0,83	2,09	0,8	5,36	4,05	1,39
FeO	5,80	4,09	2,32	1,31	1,54	3,16	2,16	2,51	1,08	1,0
MnO	0,23	0,31	0,27	0,13	0,05	0,1	0,08	0,7	0,87	0,65
MgO	8,51	2,56	2,26	0,56	0,55	0,87	0,5	0,87	0,37	0,75
CaO	23,66	12,83	13,06	5,20	2	3,44	1,94	40,75	50,0	50,58
Na ₂ O	1,1	10,1	10,0	13,65	8,0	7,22	7,11	2,1	0,11	0,42
K ₂ O	0,30	2,15	2,97	3,95	7,6	6,10	6,01	0,79	0,54	0,62
P ₂ O ₅	3,02	1,43	0,88	0,25	0,11	0,19	0,07	2,83	0,15	0,71
SO ₃	сл.	0,89	-	1,8	-	1,04	0,1	1,27	1,38	0,1
CO ₂	2,28	2,22	4,8	2,95	2,04	3,17	1,5	27,89	36,85	36,58
п.п.п.	0,90	1,47	0,97	3,13	1,63	1,02	1,32	0,10	1,09	1,43
Сумма	100,1	100,01	99,83	99,92	99,09	99,54	98,78	98,61	100,86	100,86

1–5 – массив Гек (1 – пироксенит, 2–3 – ийолит, 4 – уртит, 5 – нефелиновый сиенит); 6–10 – массив Воин (6–7 – щелочные сиениты, 8 – флогопит-кальцитовый карбонатит, 9–10 – кальцитовый карбонатит).

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.

Химический и микроэлементный состав долеритов первой фазы сеттедабанского комплекса

Оксиды (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	46,3	48,2	47,9	46,5	46,3	46,8	47,2	46,9	47,5	49,5	44	50,2	46,8	45,4	48,0	48,83	48,17	46,40	46,8	47,0	43,60
TiO ₂	1,50	2,13	2,53	2,83	2,27	1,81	1,99	3,43	2,07	1,52	2,39	1,67	2,52	2,21	2,40	1,61	1,76	2,55	2,21	2,81	5,01
Al ₂ O ₃	15,3	13,0	12,2	13,4	14,2	13,9	14,8	14,5	12,2	12,8	12,6	12,0	12,3	13,1	12,5	13,99	14,03	15,85	15,75	12,20	14,80
Fe ₂ O ₃	3,6	4,09	2,95	4,0	6,7	4,7	4,03	3,8	4,5	3,3	5,3	4,9	5,3	4,3	5,7	2,47	2,36	3,30	0,54	7,20	1,98
FeO	8,7	9,21	12,46	11,1	9,6	10,2	9,67	10,7	11,4	10,0	11,7	9,3	10,5	10,5	9,7	10,35	10,0	9,72	12	8,55	12,57
MnO	0,18	0,18	0,21	0,19	0,21	0,21	0,18	0,17	0,22	0,17	0,16	0,21	0,22	0,19	0,21	0,21	0,21	0,18	0,20	0,20	0,13
MgO	7,57	6,65	6,56	6,71	4,50	6,90	7,08	5,94	6,16	6,75	7,30	6,43	7,14	6,86	5,88	6,06	6,12	5,0	8,13	4,69	5,31
CaO	11,81	9,8	9,94	8,99	8,93	10,4	8,99	9,24	9,04	6,34	9,32	8,56	7,28	9,10	8,79	9,69	10,69	9,75	4,25	8,75	8,0
Na ₂ O	2,0	2,3	1,9	2,43	2,59	2,33	2,48	2,4	2,41	3,45	2,67	3,84	3,53	3,03	2,40	2,87	2,36	2,87	3,33	2,55	3,36
K ₂ O	0,5	1,01	0,73	0,8	0,96	0,6	1,06	0,84	0,54	0,99	0,12	0,06	0,02	0,49	0,4	0,86	0,44	0,4	0,69	0,84	0,44
P ₂ O ₅	0,13	0,3	0,29	0,36	0,25	0,2	0,57	0,42	0,27	0,18	0,28	0,23	0,34	0,21	0,25	0,15	0,21	0,24	0,21	0,29	0,6
п.п.п.	2,48	2,49	3,04	2,93	3,29	1,81	2,49	1,67	3,49	4,83	3,70	2,69	3,86	4,26	3,69	2,2	2,46	3,7	4,81	4,52	4,13
Сумма	100,04	99,81	100,31	100,25	100,22	99,9	100,0	100,0	99,75	99,73	99,57	100,0	99,72	99,65	99,9	99,19	98,71	99,16	98,8	99,5	99,43
Rb	12,0	22,0	н/о	29,0	27,0	13,0	30,0	23,0	13,0	18,0	2,4	<1	<1	10,0	8,1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sr	190	531	н/о	300	210	161	155	396	190	190	550	860	580	500	610	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Zr	96	191	н/о	220	190	11,5	81	148	230	140	180	150	200	180	230	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Y	28	30	н/о	41	45	3,4	21	44	39	25	48	38	48	29	38	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	2,8	2,3	<0,5	<1,5	0,5	1,5	0,5	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	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	4,6	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	4,1	3,0	<0,5	1,8	2,7	3,1	1,4	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	25,7	13,5	13,4	9,4	17,1	18,8	28,6	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ba	138	267	н/о	194	268	95	214	254	173	357	196	111	66,7	245	323	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cr	228	184	н/о	167	20	171	116	201	62	101	75	53	132	39	30	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	33	47	33	41	49	53	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	68	72	62	35	55	85	81	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
V	327	358	н/о	322	535	408	505	261	367	269	600	425	356	305	216	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	45	31	43	49	37	30	26	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	<0,5	н/о	<0,5	н/о	<0,5	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	1,1	н/о	<0,5	н/о	2,2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
La	7,9	23,0	н/о	27,9	10,4	8,23	9,26	20,6	20,3	12,7	13,1	11,1	18,9	14,9	25,2	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	32	н/о	44	н/о	53	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	23	н/о	29	н/о	33	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sm	н/о	н/о	н/о	6,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	7,5	н/о	6,8	н/о	7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Eu	н/о	н/о	н/о	2,2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	2,5	н/о	1,97	н/о	2,3	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	1,4	н/о	1,3	н/о	1,0	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	4,4	н/о	4,5	н/о	2,7	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	0,7	н/о	0,6	н/о	0,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

Окончание табл. 5

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
Hf	н/о	н/о	н/о	4,7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	4,4	н/о	4,3	н/о	5,2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ta	н/о	н/о	н/о	1,1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,8	н/о	0,94	н/о	1,5	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	2,8	2,3	<0,5	<1,5	0,5	1,5	0,5	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	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	4,6	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	4,1	3,0	<0,5	1,8	2,7	3,1	1,4	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	25,7	13,5	13,4	9,4	17,1	18,8	28,6	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ba	138	267	н/о	194	268	95	214	254	173	357	196	111	66,7	245	323	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cr	228	184	н/о	167	20	171	116	201	62	101	75	53	132	39	30	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	33	47	33	41	49	53	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	68	72	62	35	55	85	81	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
V	327	358	н/о	322	535	408	505	261	367	269	600	425	356	305	216	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	45	31	43	49	37	30	26	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	<0,5	н/о	<0,5	н/о	<0,5	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	1,1	н/о	<0,5	н/о	2,2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
La	7,9	23,0	н/о	27,9	10,4	8,2	9,3	20,6	20,3	12,7	13,1	11,1	18,9	14,9	25,2	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	32	н/о	44	н/о	53	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	23	н/о	29	н/о	33	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sm	н/о	н/о	н/о	6,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	7,5	н/о	6,8	н/о	7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Eu	н/о	н/о	н/о	2,2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	2,5	н/о	1,97	н/о	2,3	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	1,4	н/о	1,3	н/о	1,0	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	4,4	н/о	4,5	н/о	2,7	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	0,7	н/о	0,6	н/о	0,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Hf	н/о	н/о	н/о	4,7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	4,4	н/о	4,3	н/о	5,2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ta	н/о	н/о	н/о	1,1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,8	н/о	0,94	н/о	1,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

Силлы и пологосекущие залежи долеритов первой фазы сеттедабанского комплекса в отложениях: 1–8 – нижнего–среднего кембрия (в том числе 4–8 – для бассейна р. Белой); 9–21 – верхнего кембрия нижнего ордовика.

Таблица 6

Химический и микроэлементный состав долеритов второй фазы сеттедабанского комплекса

Оксиды (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46,3	46,7	46,8	49,5	48,9	49,51	41,6	45,4	47,0	47,5	45,6	47,6
TiO ₂	2,14	2,06	1,86	1,43	1,79	1,81	1,78	1,70	2,42	1,53	1,25	1,81
Al ₂ O ₃	15,6	14,9	15,7	11,8	11,8	13,76	12,7	14,5	13,8	14,4	15,4	12,2
Fe ₂ O ₃	3,3	3,7	3,9	7,55	6,68	5,10	3,7	6,78	5,0	5,20	3,76	6,95
FeO	9,4	10,1	9,1	7,39	7,52	8,08	11,3	8,82	11,5	8,40	8,54	9,95
MnO	0,17	0,20	0,19	0,22	0,21	0,22	0,20	0,15	0,24	0,19	0,15	0,25
MgO	7,02	6,0	6,08	7,55	6,63	5,87	6,89	8,10	6,79	7,13	9,83	6,46
CaO	9,48	10,04	10,87	7,89	8,81	8,44	9,08	6,13	4,79	10,7	7,86	8,98
Na ₂ O	2,38	2,72	2,64	1,94	2,08	2,8	2,61	2,66	4,40	1,97	2,70	2,10
K ₂ O	1,37	0,83	0,46	0,43	1,2	0,92	0,44	1,75	0,17	0,42	1,19	0,22
P ₂ O ₅	0,31	0,19	0,22	0,23	0,20	0,22	0,20	0,20	0,36	0,18	0,11	0,14
п.п.п.	2,6	2,8	2,37	3,66	3,91	2,7	9,82	3,79	3,14	2,40	3,34	3,24
Сумма	100,09	100,18	100,18	99,60	99,71	99,33	99,9	100,0	99,7	99,9	99,8	100,0
Rb	42,0	18,0	14,0	6,4	22,0	н/о	1	36,0	9,0	9,0	31,0	8,0
Sr	360	170	210	190	200	н/о	246	151	257	195	309	467
Zr	150	140	120	150	150	н/о	131	156	209	99	87	110
Y	29	37	31	38	37	н/о	31	38	50	32	18	40
U	<1,5	<0,5	1,8	1,9	3	н/о	<2	2	<2	<2	2,5	2,0
Pb	<2,5	<2,5	6,4	<2,5	2,8	н/о	<3,0	5	<3,0	3,4	<3,0	<3,0
Th	<1,5	0,8	<1,5	<1,5	1,9	н/о	3,7	3,9	3,9	2,9	2,0	2,8
Nb	16,0	10,0	7,5	9,8	9,9	н/о	7,3	14,5	15,5	7,9	6,1	10,0
Ba	360	152	122	115	154	н/о	156	257	301	106	500	294
Cr	140	180	151	66	71,1	н/о	87	111	155	276	521	49,7
Co	48,0	46,0	41,0	41,5	44,5	н/о	50,8	58,4	50,1	47,5	49,2	51,4
Ni	88	70	68	48,9	51,1	н/о	66,6	67,7	74,7	82,2	170	65,5
V	293	443	448	424	402	н/о	306	316	377	370	243	415
Sc	33	38	37	51,8	45,5	н/о	38,4	44,2	44,1	40,8	34,3	42,7
Sb	н/о	<0,5	н/о	9,6	9,7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cs	н/о	<0,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
La	16,5	7,9	7,0	н/о	н/о	н/о	12,3	14,8	16,5	7,9	<7,0	9,17
Ce	н/о	19	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Nd	н/о	14	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sm	н/о	4,3	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Eu	н/о	1,6	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Tb	н/о	1,1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Yb	н/о	3,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Lu	н/о	0,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

Окончание табл. 6

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hf	н/о	3,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ta	н/о	0,6	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

1–12 – дайки долеритов второй фазы сеттедабанского комплекса (в том числе 8–12 – для бассейна р. Белой, лист Р-53-XXIV).

Химический и микроэлементный состав метапикритов первой фазы левосахаринского комплекса

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	23,0	16,2	18,0	25,8	17,97	28,8	32,74
TiO ₂	3,1	3,3	4,4	2,3	3,92	5,22	3,65
Al ₂ O ₃	4,0	4,0	9,1	6,2	6,73	10,41	4,26
Fe ₂ O ₃	2,0	2,7	3,1	7,5	2,54	3,13	2,48
FeO	7,5	6,1	7,4	1,0	8,15	7,0	7,58
MnO	0,15	0,12	0,13	0,11	0,148	0,0387	0,122
MgO	14,1	16,8	20,1	17,3	12,39	19,7	16,46
CaO	17,2	20,3	14,9	14,7	18,78	8,04	11,62
Na ₂ O	0	0,31	0,21	0,89	0	0	0
K ₂ O	0	0,59	1,0	2,2	0	0,035	0,015
P ₂ O ₅	0,61	0,88	0,66	0,30	1,68	0,54	0,17
п.п.п.	28,3	28,7	21,0	22,0	27,58	17,46	20,59
Σ	99,96	100,0	100,0	100,3	99,888	100,37	100,26
Rb	1,7	34	45	46	0	1,7	1,0
Sr	370	800	710	290	260	250	420
Zr	340	240	370	320	370	290	340
Y	21	14	22	25	29	10	20
Ba	340	490	700	4800	262	250	251
Cr	892	1100	1600	110	1290	705	1180
Co	52,9	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ni	408	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
V	175	220	340	390	257	355	285
Nb	193	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

1–7 – бассейн р. Лев. Сахара.

Малые и РЗЭ в метапикритах первой фазы левосахаринского комплекса

Элементы (г/т)	1	2	3	4	5
Ba	53	180	430	37	24
Be	0,7	<0,5	0,7	<0,5	1,3
Co	74	81	120	83	86
Cr	930	910	1300	1100	1100
Cu	36	73	71	85	74
Ni	510	810	500	450	550
Se	16,0	15,0	28,0	25,0	21,0
Sr	340	750	660	250	410
V	190	190	280	240	270
Zn	75	58	92	120	80
Zr	220	160	320	340	310
Ce	190	120	190	300	190
Dy	4,1	3,1	5,2	5,9	4,5
Er	1,3	1,1	1,8	2,1	1,6
Eu	3,3	1,4	2,0	3,6	3,3
Gd	7,5	5,9	9,5	12,0	8,9
Ho	0,61	0,48	0,81	0,97	0,72
La	89	60	91	150	91
Lu	0,11	0,09	0,17	0,20	0,15
Nd	74	53	83	130	83
Pr	20	14	22	34	22
Sm	11	8,1	14	18	13
Tb	0,97	0,73	1,3	1,5	1,1
Tm	0,16	0,12	0,23	0,27	0,20
Y	17	14	22	27	21
Yb	0,78	0,64	1,2	1,4	1,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Cs	0,17	1,9	2,5	0,08	0,31
Ga	10	9,2	14	13	13
Hf	4,7	3,5	6,9	7,4	6,6
Jn	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Mo	<0,2	<0,2	2,4	1,3	0,3
Nb	120	94	110	180	130
Pb	5	<2	<2	3	3
Rb	3,2	32	43	0,55	2,1
Sn	1,3	1,2	2,7	2,1	1,9
Ta	9,2	5,4	7,6	11,0	8,6
Th	9,8	6,0	9,6	14	9,1
Tl	<0,02	0,09	0,15	<0,02	<0,02
U	2,5	1,8	2,6	3,8	2,7

1–5 – бассейн р. Лев. Сахара.

Химический и микроэлементный состав пород второй и третьей фаз левосахаринского комплекса

Оксиды (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53,5	53,1	24,9	31,1	37,0	15,9	18,4
TiO ₂	0,41	0,47	0,7	0,71	0,74	1,1	1,3
Al ₂ O ₃	20,8	23,7	7,3	9,0	11,9	4,1	5,7
Fe ₂ O ₃	1,9	1,2	0,83	2,5	0,92	1,6	2,2
FeO	0,94	0,75	2,3	1,9	2,1	4,4	5,9
MnO	0,021	0	0,15	0,15	0,13	0,34	0,28
MgO	2,6	3,5	10,7	10,3	9,9	15,6	16,3
CaO	2,6	0,88	19,3	15,0	11,9	21,8	18,0
Na ₂ O	0,73	0,34	0,44	0	0,6	0	0
K ₂ O	10,7	11,7	5,0	5,9	7,4	1,2	2,6
P ₂ O ₅	0,76	0,1	1,0	0,32	0,46	1,6	1,8
п.п.п.	5,0	4,5	27,2	23,2	17,3	32,3	27,6
Σ	99,961	100,24	99,82	100,08	100,35	99,94	100,08
Rb	170	210	57	75	120	30	56
Sr	120	36	280	160	130	360	290
Zr	1530	2430	430	650	850	440	690
Y	40	75	54	38	49	60	70
Ba	2000	460	1100	340	350	1500	340
Cr	21,6	22,6	44,7	65,3	59,5	72,9	89,9
Co	3,2	3,64	10,1	10	14	17,1	20,6
Ni	11,3	22,6	20,9	26,9	31,7	32,3	47,9
V	100	121	178	133	187	151	217
Nb	257	229	434	194	193	440	690

1–2 – щелочные сиенит-порфиры штока Трубка; 3–5 – сиенитовые брекчии (3–4 – диатремы, 5 – секущее тело трещинного типа); 6–7 – карбонатиты по эруптивной брекчии сиенитов (?).

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в осадочных породах (лист Р-53-XXX)

Стратиграфический интервал	Кол-во проб	Средние содержания (г/т)														Кк относительно нормативного среднекорового содержания											
		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	Sr	Zn	As	Pb	Co	Ni	Cu	Mo	Cr	B	V	Ba	Mn	Sr
Нормативные среднекоровые содержания		125	6	13	35	100	66	1,7	130	52	215	250	1100	210													
C ₂ kr	60	43,6	60,9	14,1	5,9	9,8	48,2	1,0	34	18,2	21,8	-	900	-	0,3	10,2	1,1	0,2	0,1	0,7	0,6	0,3	0,4	0,1	-	0,8	-
C ₁ jak+hm	30	-	31,1	9,2	3,2	3,8	16,7	1,4	25,1	9,5	29,5	-	724,8	-	-	5,2	0,7	0,09	0,04	0,3	0,8	0,2	0,2	0,1	-	0,7	-
D ₃ nk	17	-	37,5	9,5	4,5	12,5	22	1	26,5	-	37,5	-	721	-	-	6,3	0,7	0,1	0,1	0,3	0,6	0,2	-	0,2	-	0,7	-
D ₂ ls	20	41,2	6,0	5,9	15,4	16,2	87,5	1,0	18,9	6,9	43,3	-	630,3	-	0,3	1	0,5	0,4	0,2	1,3	0,6	0,1	0,1	0,2	-	0,6	-
D ₁₋₂ rz	12	-	38,9	7,4	5,5	4,2	27,8	1,6	11,2	7,8	9,9	-	856	-	-	6,5	0,6	0,2	0,04	0,4	0,9	0,09	0,2	0,05	-	0,8	-
D ₁ sd	50	-	18,6	2,4	0,9	-	20,4	1,3	-	3,9	-	-	16,6	2020	-	3,1	0,2	0,03	-	0,3	0,8	-	0,08	-	-	0,02	9,6
O ₂ -Sts	50	2,5	18,5	9,4	1,5	3,3	12,2	0,7	11,4	3,3	25,1	44,8	347,6	-	0,02	3,1	0,7	0,04	0,03	0,1	0,4	0,09	0,06	0,1	0,2	0,3	-
O ₁ lb ₂	60	20,9	31,4	9,4	3,5	7,8	29,3	0,8	15,9	17,5	9,2	43,5	1331	-	0,2	5,2	0,7	0,1	0,08	0,4	0,5	0,1	0,3	0,04	0,2	1,2	-
O ₂ lb ₁	30	34	37,6	6,5	5,6	10,6	28,2	0,5	16,3	24,3	18,4	107	264,2	-	0,3	6,3	0,5	0,2	0,1	0,4	0,3	0,1	0,5	0,09	0,4	0,2	-
O ₁ sk	65	81	45	12	8,7	43	36	0,5	52	-	63	-	1570	-	0,6	7,5	0,9	0,2	0,4	0,5	0,3	0,4	-	0,3	-	1,4	-
O ₂ at	40	48,7	17,4	15,7	9,1	14,3	29,2	0,8	25,6	15,9	33,9	-	565,4	-	0,4	2,9	1,2	0,3	0,1	0,4	0,5	0,2	0,3	0,2	-	0,5	-
C ₂ bl	15	29,4	25,9	11,9	2,9	9,2	31,1	0,2	20,5	22,8	24,2	96,2	767,6	407,5	0,2	4,3	0,9	0,08	0,09	0,5	0,1	0,2	0,4	0,1	0,4	0,7	1,9
C ₂ ts	60	-	37	5,5	1,5	7	17	-	18	-	43	-	878	-	-	6,2	0,4	0,04	0,07	0,3	-	0,1	-	0,2	-	0,8	-
C ₂ kč	17	62	44	13	6	36	51	0,7	31	-	36	-	275	-	0,5	7,3	1	0,2	0,4	0,8	0,4	0,2	-	0,2	-	0,3	-
C ₁₋₂ ak	25	463	69,3	9,7	8,2	110,7	74	21,7	11,7	-	139	-	318,7	-	3,7	11,6	0,7	0,2	1,1	1,1	12,8	0,09	-	0,6	-	0,3	-
C ₁₋₂ ps+in	20	53	56	6	6	32	32	0,4	79	-	22	-	1540	-	0,4	9,3	0,5	0,2	0,3	0,5	0,2	0,6	-	0,1	-	1,4	-
V ₂ sr	25	9,5	53,5	5,8	5,7	13,5	32,5	0,4	20	-	19	-	1345	-	0,08	8,9	0,4	0,2	0,1	0,5	0,2	0,2	-	0,09	-	1,2	-
V ₁ juk	26	7,5	28,5	3,5	0,4	1	12,5	-	1,5	-	7,3	-	1810	-	0,06	4,8	0,3	0,01	0,01	0,2	-	0,01	-	0,03	-	1,6	-

Таблица 2

Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в магматических и метасоматических породах (лист Р-53-XXX)

Породы	Средние содержания (г/т)												Кк относительно нормативного среднекорового содержания											
	1 класс опасности			2 класс опасности					3 класс опасности				1 класс опасности			2 класс опасности					3 класс опасности			
	Zn	Pb	As	Co	Ni	Cu	Mo	Cr	V	Ba	Mn	Sr	Zn	Pb	As	Co	Ni	Cu	Mo	Cr	V	Ba	Mn	Sr
Нормативные среднекоровые содержания	125	13	6	35	100	66	1,7	130	215	250	1100	210												
Рифейские долериты	100	6	43	4	33	220	1	14	100	-	1300	-	0,8	0,5	7,2	0,1	0,3	3,3	0,6	0,1	0,5	-	1,2	-
Девонские долериты	96	5	41	29	67	190	2	40	120	-	1050	-	0,8	0,4	6,8	0,8	0,7	2,9	1,2	0,3	0,6	-	1	-
Лампрофиры	54	2	50	28	200	44	1	230	23	-	2030	-	0,4	0,2	8,3	0,8	2	0,7	0,6	1,8	0,1	-	1,8	-
Пироксениты	12	2	37	-	3	21	0,4	2	-	210	510	-	0,1	0,2	6,2	-	0,03	0,3	0,2	0,02	-	0,8	0,5	-
Пироксениты карбонатизированные	-	2	-	3	-	19	0,4	-	7	430	710	-	-	0,2	-	0,09	-	0,3	0,2	-	0,03	1,7	0,6	-
Ультраосновные карбонатизированные породы	-	2	41	1	-	4	0,3	2	15	420	250	1700	-	0,2	6,8	0,03	-	0,06	0,2	0,02	0,07	1,7	0,2	8,1
Карбонатиты	-	2	-	2	-	1,4	0,3	-	21	620	620	1200	-	0,2	-	0,06	-	0,02	0,2	-	0,1	2,5	0,6	5,7
Долериты	98	4,8	44	33	45	300	1,2	35	120	-	1440	-	0,8	0,4	7,3	0,94	0,5	4,5	0,7	0,3	0,6	-	1,3	-
Сиениты	-	2	45	2	2	5,1	0,4	2,4	23	290	280	700	-	0,2	7,5	0,06	0,02	0,08	0,2	0,02	0,1	1,1	0,3	3,3

Фоновые и аномальные содержания элементов-примесей разных классов опасности в почвах (лист Р-53-XXX)

	Содержания (г/т)								Кк относительно кларка почв по Д. П. Малого								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	Co	Ni	Cr	Sb	Zn	Pb	As	Cu	Co	Ni	Cr	Zn	Pb	As	Cu	Co	Ni	Cr	Sb	
Кларки	50	10	1	20	10	40	200																	
ПДК	23	6	2	3	5	4	6	4,5																
Бассейн рек Прав. Суурдах, Лев. Сахара, Силур, Широкая (Сагир А. В.)																								
Карбонатные породы																								
Сф	30	10	50	20					0,6	1	50	1				1,3	1,7	25	6,7					
Са ₁	50	20	70	30					1	2	70	1,5				2,2	3,3	35	10					
Са ₂	70	30	100	50					1,4	3	100	2,5				3	5	50	16,7					
Са ₃	100	50	150	70					2	5	150	3,5				4,3	8,3	75	23,3					
Терригенные породы																								
Сф	50	20	50	30					1	2	50	1,5				2,2	3,3	25	10					
Са ₁	70	30	70	50					1,4	3	70	2,5				3	5	35	16,7					
Са ₂	100	70	100	70					2	7	100	3,5				4,3	11,7	50	23,3					
Са ₃	150	100	150	100					3	10	150	5				6,5	16,7	75	33,3					
Бассейн рек Сахара, Акра (Баланов А. Н.)																								
Карбонатные породы																								
Сф	49	11	49	36	19	26	33		1	1,1	49	1,8	1,9	0,7	0,2	2,1	1,8	24,5	12	3,8	6,5	5,5		
Са ₁	87	16	70	52	28	42	54		1,7	1,6	70	2,6	2,8	1,1	0,3	3,8	2,7	35	17,3	5,6	10,5	9		
Са ₂	155	24	98	75	40	68	89		3,1	2,4	98	3,8	4,0	1,7	0,4	6,7	4	49	25	8	17	14,8		
Са ₃	280	35	140	110	58	108	145		5,6	3,5	140	5,5	5,8	2,7	0,7	12	5,8	70	36,7	11,6	27	24,2		
Терригенно-карбонатные породы																								
Сф	85	18	48	37	16	20	33		1,7	1,8	48	1,9	1,6	0,5	0,2	3,7	3	24	12,3	3,2	5	5,5		
Са ₁	140	26	63	60	25	31	54		2,8	2,6	63	3	2,5	0,8	0,3	6,1	4,3	31,5	20	5	7,8	9		
Са ₂	235	36	83	100	40	48	89		4,7	3,6	83	5	4,0	1,2	0,4	10,2	6	41,5	33,3	8	12	14,8		
Са ₃	380	52	109	160	63	74	145		7,6	5,2	109	8	6,3	1,9	0,7	16,5	8,7	54,5	53,3	12,6	18,5	24,2		
Бассейн рек Аллах-Юнь, Хочулукаан, Сетанья (Кораблев Д. Н.)																								
Терригенно-карбонатные породы																								
Сф	107	28	47	36	19	19			2,1	2,8	47	1,8	1,9	0,5		4,7	4,7	23,5	12	3,8	4,8			
Са ₁	150	50	70	50	30	30		150	3	5,0	70	2,5	3,0	0,8		6,5	8,3	35	16,7	6	7,5		33,3	
Са ₂	200	70	100	70	50	50			4	7,0	100	3,5	5,0	1,3		8,7	11,7	50	23,3	10	12,5			
Са ₃	>300	>150	>150	>100	>70	>70			>6	>15	>150	5	>7	>1,8		13	>25	>75	>33,3	>14	>17,5			

Средние содержания и коэффициенты концентраций элементов-примесей разных классов опасности в почвах отдельных участков листа Р-53-XXX

Класс опасности	Элемент	Кл. почв	ПДК	Средние содержания (г/т)									Кк относительно ПДК									Кк относительно кларка почв по Д. П. Малюге								
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
	Количество проб			10	9	12	9	11	12	9	9	9																		
1	Zn	50	23	74	140	55	84	54,6	85,7	50	65	70	3,2	6,1	2,4	3,7	2,4	3,7	2,2	2,8	3,0	1,5	2,8	1,1	1,7	1,1	1,7	1	1,3	1,4
	As	1	2	9	-	-	32	-	-	-	15	30	4,5	-	-	16	-	-	-	7,5	15	9	-	-	32	-	-	-	15	30
	Pb	10	6	8,2	10	11,3	8,8	8,9	12,4	5,7	15,5	7	1,4	1,7	1,9	1,5	1,5	2,1	0,95	2,6	1,2	0,8	1	1,1	0,9	0,9	1,2	0,6	1,6	0,7
2	B	10		19	40	35	46	32,7	44,3	20	35	30									1,9	4,0	3,5	4,6	3,3	4,4	2	3,5	3,0	
	Cr	200	6	42,5	36,7	70	82	70,9	72,9	50	72,5	50	7,1	6,1	11,7	13,7	11,8	12,2	8,3	12,1	8,3	0,2	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3
	Co	10	5	8,5	22,3	12,5	5,4	4,8	5,4	2	5	3	1,7	4,5	2,5	1,1	0,96	1,1	0,4	1	0,6	0,9	2,2	1,3	0,5	0,5	0,5	0,2	0,5	0,3
	Ni	40	4	13,4	76,7	36,3	24	17,5	27,1	6,7	16,3	15	3,4	19,2	9,1	6	4,4	6,8	1,7	4,1	3,8	0,3	1,9	0,9	0,6	0,4	0,7	0,2	0,4	0,4
	Cu	20	3	36	33,3	25	40	34,6	44,3	23,3	35	30	12	11,1	8,3	13,3	11,5	14,8	7,8	11,7	10	1,8	1,7	1,3	2	1,7	2,2	1,2	1,8	1,5
3	Mo	2		1,7	4	1,1	0,9	0,9	1,1	0,8	1,5	1									0,9	2	0,6	0,5	0,5	0,6	0,4	0,8	0,5	
	V	100	150	34,5	146,7	100	42	31,6	37,9	25	35	15	0,2	0,98	0,7	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	1,5	1	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,2
	Ba	500		210	-	-	340	164	243	300	400	500									1,9	1,2	2,1	0,5	0,9	1,1	0,6	1,1	1,2	
	Mn	850	1000	1632	1000	1750	420	745	929	500	975	1000	1,6	1	1,8	0,4	0,7	0,9	0,5	0,98	1	0,4	-	-	0,7	0,3	0,5	0,6	0,8	1

I – р. Сахара, ниже устья руч. Пал (RF-V); II – р. Суордах; III – р. Сетанья; IV – р. Прав. Сахара; V – р. Лев. Сахара; VI – р. Сахара, выше устья р. Герой; VII – р. Телкиндже; VIII – р. Сахара, выше устья р. Леда (C-D); IX – р. Телкиндже (C).

Соотношение средних содержаний микроэлементов в растительности и в почве (C_{cp} в растительности/ C_{cp} в почве) (лист Р-53-XXX)

Класс опасности	Элементы	Кларки концентраций								
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1	Цинк	2,5	1,1	0,9	-	5,5	1,9	4,3	1,9	1,8
	Мышьяк	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Свинец	5,7	1,6	2,0	25,6	29,1	7,3	78,9	4,4	36,9
2	Бор	3,6	1,5	1,8	2,4	1,9	4,6	6,2	3,7	3,3
	Хром	0,2	0,3	0,3	0,03	0,1	0,04	-	0,03	-
	Кобальт	0,5	0,06	0,1	0,6	1	0,7	1,9	0,7	1,3
	Никель	1	0,06	0,1	0,5	1,1	0,5	3,3	0,3	0,3
	Медь	0,7	0,6	1,0	1,0	1,1	0,8	1,6	0,9	1,2
	Молибден	0,5	0,7	1,8	1	0,9	0,8	0,9	0,7	0,9
3	Ванадий	0,5	0,02	0,07	0,3	0,6	0,3	0,4	0,4	0,8
	Марганец	4,3	1	0,6	12,9	7,1	5,6	6,7	3,8	2,5
	Барий	2,3	-	-	-	3,6	1,4	-	0,6	0,8

I – р. Сахара, ниже устья руч. Пал; II – р. Суордах; III – р. Сетанья; IV – р. Прав. Сахара; V – р. Лев. Сахара; VI – р. Сахара, выше устья руч. Серый; VII – р. Телкиндже; VIII – р. Сахара, выше устья руч. Леда; IX – р. Телкиндже.

Таблица 7

Состав речных вод (лист Р-53-XXX)

	№ проб	рН	Общ. жест., мг. экв/л	Содержания, мг/л									CO ₂ (своб.)	Сумма мин. вещ.	Кк относительно ПДК							
				Катионы				Сумма катионов	Анионы			Сумма анионов			Катионы				Анионы			
				Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺		Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻				Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	
Кларки речных вод				6,5	13,4	3,4			5,8	52												
ПДК				120*+50*	180*	40*	0,5*		350		3,3											
Дренаются отложения верхнего рифея																						
Руч. Прямой, приток р. Сахара	10	7,0	2,4	0,5	36	7,3	-	43,8	14,2	134,2	-	148,4	8,8	192,2	0,003	0,2	0,2	-	-	0,04	-	
Дренаются палеозойские осадочные отложения																						
Р. Леда	15	7,2	4,0	0,5	60	12,2	-	72,7	21,3	219,6	-	240,9	8,8	313,6	0,003	0,3	0,3	-	-	0,06	-	
Руч. Ветка	18	7,2	4,0	2,3	60	12,2	-	74,5	21,3	268,4	-	289,7	17,6	364,2	0,01	0,3	0,3	-	-	0,06	-	
Прав. приток руч. Ветка	20	6,6	3,0	2,8	52	4,9	0,7	59,6	21,3	219,6	-	240,9	17,6	300,5	0,02	0,3	0,1	1,4	-	0,06	-	
Лев. приток руч. Ветка	21	6,2	3,6	1,8	60	7,3	0,7	69,2	35,5	207,4	-	242,9	17,6	312	0,01	0,3	0,2	1,4	-	0,1	-	
Руч. Ветка, верховья	22	7	3,6	1,8	56	9,8	-	67,6	28,4	219,6	-	248	17,6	315,6	0,01	0,3	0,2	-	-	0,08	-	
Р. Прав. Сахара	25	7	3,2	1,4	40	14,6	-	56	28,4	183	-	211,4	8,8	267,4	0,008	0,2	0,4	-	-	0,08	-	
Притоки р. Прав. Сахара:																						
Руч. Стрела	101	6,8	3,2	1,4	40	14,6	-	56	28	183	-	211,4	17,6	267,4	0,008	0,2	0,4	-	-	0,08	-	
Руч. Грозовой	106	7	2,8	1,8	4,8	4,9	0,2	54,7	21,3	183	-	204,3	8,8	259	0,01	0,03	0,1	0,4	-	0,06	-	
Руч. Грозовой	107	6,6	3	1,4	56	2,4	-	59,8	21,3	183	-	204,3	17,6	264,1	0,008	0,3	0,06	-	-	0,06	-	
Руч. Короткий, приток р. Сахара	110	7	3,2	0,9	56	4,9	-	61,8	21,3	183	-	204,3	8,8	266,1	0,005	0,3	0,1	-	-	0,06	-	
Притоки р. Сахара:																						
Руч. Лесной	12	6,8	3,6	3,2	60	7,3	-	70,5	21,3	268,4	-	289,7	8,8	360,2	0,02	0,3	0,2	-	-	0,06	-	
Руч. Чумной	27	7,2	3,4	1,8	6,0	4,9	-	12,7	14,2	231,8	-	246	8,8	258,7	0,01	0,03	0,1	-	-	0,04	-	
Руч. Чумной	28	7,0	3,6	1,8	5,6	9,8	1,5	67,6	14,2	244	-	258,2	8,8	325,8	0,01	0,03	0,2	3	-	0,04	-	
Руч. Первый	111	7	3,6	1,8	60	7,3	-	69,2	21,3	231,8	-	253,1	17,6	322,3	0,01	0,3	0,2	-	-	0,06	-	
Руч. Первый	112	7	3,2	0,9	60	2,4	0,5	63,4	21,3	183	-	204,3	8,8	267,7	0,005	0,3	0,06	1	-	0,06	-	
Руч. Рогатый	114	7,2	3,4	1,4	60	4,9	0,02	66,3	21,3	207,4	-	228,7	8,8	294,6	0,008	0,3	0,1	0,04	-	0,06	-	
Руч. Рогатый	115	7	3	1,8	44	9,8	-	55,6	28,4	183	-	211,4	8,8	267	0,01	0,2	0,2	-	-	0,08	-	
Руч. Загиб	116	7	3	1,4	48	7,3	-	56,7	21,3	183	-	204,3	17,6	261	0,008	0,3	0,2	-	-	0,06	-	
Руч. Загиб	117	6,8	3,2	1,8	48	9,8	-	59,6	21,3	207,4	-	228,1	8,8	288,3	0,01	0,3	0,2	-	-	0,06	-	
Руч. Минор	118	6,8	2,8	1,8	48	4,9	-	54,7	28,4	170,8	-	199,2	8,8	253,9	0,01	0,3	0,1	-	-	0,08	-	
Руч. Минор	119	7,2	3,0	1,8	56	2,4	-	60,3	21,3	195,2	0,2	216,5	17,6	276,8	0,01	0,3	0,06	-	-	0,06	0,06	
Руч. Извилистый	120	7,4	3,0	1,4	48	7,3	-	56,7	14,2	195,2	0,2	209,4	17,6	266,1	0,008	0,3	0,2	-	-	0,04	0,06	
Руч. Весна	121	7,0	3,4	1,4	60	4,9	-	66,3	21,3	207,4	-	207,4	17,6	294,9	0,008	0,3	0,1	-	-	0,06	-	
Руч. Лабаз	123	7	3,8	1,4	64	7,3	-	72,7	14,2	244	0,1	258,2	26,4	330,9	0,008	0,4	0,2	-	-	0,04	0,03	
Руч. Шорох	5	7,4	4	0,5	60	12,2	-	72,7	21,3	219,6	-	240,9	17,6	313,6	0,003	0,3	0,3	-	-	0,06	-	

Электронное научное издание

**Кропачев А. П.
Коновалов А. Л.
Заморуев В. В.
и др.**

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

**Издание второе
Серия Юдомская
Лист Р-53-XXX (Акра)
Объяснительная записка**

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

Подписано к использованию 25.12.2020. Тираж 50 дисков. Объем 191 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