

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

*СЕРИЯ АДАНСКАЯ*

Лист О-52-XXX

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составил *Н. Д. Зяганко*  
Редактор *Ю. К. Дзвинковский*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
19 декабря 1957 г., протокол № 41



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1960

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-52-XXX находится в южной Якутии в пределах бассейна среднего течения р. Учур и ограничена координатами  $56^{\circ}40'$ — $57^{\circ}20'$  с. ш. и  $131^{\circ}$ — $132^{\circ}$  в. д. Административно она относится в западной части к Учурскому и Тимптонскому районам Якутской АССР, в восточной части — к Хабаровскому краю.

Орография. Описываемая территория расположена на южной окраине Алданского нагорья. Большая ее часть (северо-западная) представляет собой плоскогорье, пологонаклоненное к северу и расчлененное глубоко врезанными широкими долинами крупных рек. Абсолютные отметки плоскогорья 1400 м в центральной части листа, 1000 м у северной границы. Абсолютные отметки русел рек у юго-западной границы района достигают 420 м, у северной границы — до 289 м. Глубина вреза рек 700—1000 м. Орографически выделяются плосковершинный Учуро-Идомский хребет, тянувшийся в северо-западном направлении между Учуром и Идомом и кончающийся у устья Алгомы, и северо-восточное окончатое Алгомо-Гонамское хребта, также кончающееся у устья Алгомы.

Речная сеть относится в основном к левобережной части бассейна р. Учур. Наиболее крупные реки Гонам, Алгома, Идом, дренирующие район, начинаются с северных отрогов Станового хребта, далеко на юге за пределами исследованной территории и в дигональных направлениях прорезают его своими нижними течениями. Все эти реки имеют многочисленную сеть притоков и представляются в виде стремительных потоков с многочисленными порогами и перекатами, расположенных в узких, плохо разработанных долинах, часто со скалистыми берегами.

Реки Учур, Гонам и Алгома имеют долины с широкими (от 1 до 3 км) днищами, занятыми поймой и узкими обрывками первой надпойменной террасы; русла рек сильно меандрируют, ширина их у Алгомы и Учур местами достигает 200 м. Гонам в приустьевой части имеет ширину до 300 м. Глубина реки ко-

леблется от 0,5 на перекатах до 3—4 м на плёсах, достигая у устья 6 м.

Река Илом огничается совсем не разработанной узкой скалистой каньонобразной долиной, днище которой почти целиком заполнено порожистым руслом. Перекаты на реке преобладают над плёсами. Ширина русла колеблется от 30 до 120 м, глубина на плёсах достигает 2—3 м.

Наиболее крупные притоки этих рек Джиндо, Онне, Оенек, Арбарастах, М. Чайдах, Улахан и др. имеют наеди, из которых некоторые сохраняются в течение всего лета. Мощностей наледного льда достигает 2—3 м. Площади крупных наледей достигают 1—2 км<sup>2</sup>.

Максимальное количество осадков выпадает в летний период (июль—август), поэтому летние паводки гораздо больше весенних. В дождливые дни уровень воды в мелких ручьях поднимается на 1,5—2 иногда на 3 м, очень быстро падая до межени после прекращения дождей. В больших реках подъем уровня воды происходит медленней, но также с резкими колебаниями до 1—2 м.

В засушливое время многие мелкие и отдельные крупные водотоки (р. Джес, рч. Аян-Урях и др.) пересыхают на большей части своего течения. Вскрываются реки в мае, становятся в октябре—ноябре, сначала мелкие ручьи, затем крупные. Зимой мелкие водотоки промерзают до дна.

Климат описываемого района резко континентальный. С октября по март, в период господства сибирского антициклона, стоит ясная морозная погода. Лето короткое и жаркое, часто дождливое. Из общего количества осадков (400—500 мм) большая часть выпадает в июле—августе.

Среднемесячные и среднегодовые температуры отражены в табл. 1.

Таблица 1

М е с я ц ы											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Метеостанция Токо											
—42,2	—37,9	—23,3	—7,8	2,4	11,6	14,8	12,0	3,1	—13,4	—33,9	—35,3
Метеостанция Учур											
—31,6	—25,8	—17,0	—3,5	3,4	17,3	22,2	15,5	6,4	—7,5	—23,6	—30,7

Из приведенной таблицы видно, что большую часть года средняя температура воздуха — отрицательная. Амплитуда колебаний температуры в течение месяца часто превышает 30°. Годовая амплитуда колебаний температуры достигает 95°. Поло-

жительные среднесуточные температуры обычно устанавливаются только в конце мая. Первые заморозки наступают уже в конце августа. Таким образом, безморозный период продолжается не более 50—60 дней в году.

Ничтожное количество зимних осадков определяет и незначительную мощность снегового покрова. Устойчивый снежный покров держится в среднем с октября до середины мая.

Направление и интенсивность движения воздуха в течение года распределяется следующим образом: с октября по март преобладают ветры юго-западных румбов, а с апреля по октябрь — северо-восточных. Наиболее часты ветры в январе и августе, когда скорость их достигает 2,0 до 3,2 м/сек. Самый спокойный месяц июнь: скорость ветра в июне не превышает 1,8 м/сек.

Наличие вечной мерзлоты обуславливает сильную заболоченность местности. Болота — мари развиты особенно сильно в поймах рек. Сильно заболочены также и пологие склоны и невысокие водоразделы. Мощность деятельного слоя колеблется в пределах от 5—6 см на водоразделах, до 20—40 см на марях.

Распительность и почвы. Суворый климат и вечная мерзлота обуславливают бедность растительного и почвенного покрова. Благодаря горному характеру района со значительной разницей абсолютных отметок (от 289 до 1729 м) в нем можно выделить три различных растительных яруса: лесной, кустарниковый и горно-тундровый. Наибольшее развитие имеет лесной ярус, распространяющийся до высоты 1100 м. В этом ярусе преобладающее значение принадлежит лиственнице с обильным кустарниковым подлеском кедрового стланика, ерника и ягодника. Гораздо реже встречаются соновые боры. По распадкам и в поймах рек тайга разнообразней: наряду с лиственницей встречаются ель, пихта, береза, осина, рябина, еще реже в поймах встречаются рощицы тополя и ивы. Участье старые тарей, весьма многочисленных в описываемом районе, заросли мохлявыми березовыми рощами.

Кустарниковый ярус располагается на высоте от 1100 до 1300 м по склонам и водоразделам. Он представлен в основном кедровым стлаником, часто образующим труднопроходимые заросли, ерником и ягодником. Деревья в нем редкие и чахлые.

Выше 1300 м склоны и водоразделы либо совсем не имеют растительного покрова, либо покрыты мхами и довольно редкими прослойками кедрового стланика, ерника и ягодника. Среди ягодника преобладают голубика, брусника, довольно много малины, смородины; гораздо меньше клюквы и морошки.

Под лесным и кустарниковым ярусами развиты подзолистые почвы, в поймах рек — болотистые пойменные почвы с торфяным горизонтом. Мощности почвенного покрова не превышает 15—20 см. На поверхности почвы сильно развит моховой и лишайниковый покров.

Животный мир района крайне беден. Главнейшими представителями его являются лось, дикий олень и дикая коза, медведь, лиса, волк, бурндлукки. Осенью появляется проходящая белка.

Боровой дичи, несмотря на обилие корма, очень мало; редко полагается рябчики, куропатки, глухарь. Значительно больше гусей и уток. В реках много рыбы: тайменя, линка, харюса.

Путь и сообшчения и население. Территория нашего листа относится к наиболее глухим бездорожным районам Южной Якутии и Хабаровского края, совсем не имеющимостоянного населения.

Летом очень редко встретить звенков, кочующих стадами колхозных оленей; зимой на севере территории занимаются охотой колхозники Чульбинского колхоза, а на юге — колхозники Сутамского колхоза.

Путями сообщения летом и зимой являются реки Гонам и Учур и редкие труднопроходимые в летнее время выючные пропы.

Ближайшими населенными пунктами являются поселки Чульман и Наторный, расположенные на Амуро-Якутской магистрали (к западу от описываемого листа в 300—400 км), и поселок Чарда, у устья р. Учур. Связь с ними возможна только авиацией и водным путем по рекам Учур и Гонаму на катерах во время большой воды.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Территория листа О-52-XXX из-за трудной доступности и неосвоенности до последнего времени оставалась малозученной.

После открытия в 1932 г. золотороссы в Учуре-Чульбинском районе непосредственно к северу от описываемого листа, работала большая экспедиция треста «Алданзолото» под руководством М. Я. Столяра. Работами экспедиции охвачено правобережье Учюра вниз от притоков р. Оине. Кроме того, сотрудниками этой экспедиции П. Я. Рапиным производятся два маршрута по рекам Алгоме и Идому.

Указанные работы дают очень схематические сведения по архейским кристаллическим породам и по молодым интрузивам, а по осадочным платформенным отложениям М. Я. Столяром впервые дается разрез с выделением пяти свит, относимых к кембрию на основании фауны археоциат, собранной в верхах разреза (в мергелях верхней пятой свиты). Несогласий между свитами в разрезе М. Я. Столяр не наблюдает.

В 1941—1942 гг. в бассейне р. Учур А. К. Матвеевым, П. Д. Шкляевым и В. А. Кузьминым по заданию ДВГУ проводится геологическое картирование масштаба 1:1 000 000 на площади 30 000 км<sup>2</sup>, охватывающее целиком описываемую территорию. В этой работе комплекс метаморфических и интрузив-

ных пород архея описан довольно схематично, без сопоставления с разрезом архея более западных районов Алданского шита, хорошо изученным Д. С. Коржинским и Ю. К. Дзевановским, в противоположность другим образованиям, по которым авторами был собран большой материал.

Названные исследователи нижнюю часть разреза, сложившуюся терригенно-карбонатными немymi отложениями, относят к протерозою, датируя кембрием верхние фаунистически охарактеризованные карбонатные отложения, залегающие трансгрессивно на различных горизонтах протерозойской толщи и на архее.

В пределах описываемой территории указанные авторы относят к протерозою первые три свиты разреза М. Я. Столяра, а верхние две — к кембрию, рассматривая нижние две свиты разреза в качестве фациальных аналогов, сменяющих друг друга. Эти две фации они объединяют в пестроцветную свиту. Третья свита разреза М. Я. Столяра, называемая А. К. Матвеевым майской, залегает на первых двух трансгрессивно, так как далее к востоку она залегает на разных горизонтах пестроцветной свиты и на архее.

В 1944—1946 гг. в правобережной части р. Учюра, в районе хребта Кер-Кал, работает партия треста «Якутзолото» С. Т. Борисенко по изучению золотороссы этого района. В результате выполненных работ С. Т. Борисенко внес в предшествующие представления А. К. Матвеева и др. ряд уточнений, заслуживающих внимания.

В последующее время на описываемой площади больше исследований не проводилось до начала работ Алданской экспедиции ВАГТа в 1954 г.

Эти работы проводились в полной ответственности с многолетними исследованиями Д. С. Коржинского и Ю. К. Дзевановского, имеющими большое значение для понимания геологии Алданского шита.

Д. С. Коржинский впервые на основе глубокого петрологического анализа доказал первичноосадочное происхождение архейского метаморфического комплекса и расчленил его на три серии: интрузивную, тимптонскую и Джелтулинскую.

Ю. К. Дзевановский в большой монографии «Геология Алданской плиты» обобщил материалы личных многолетних геологических исследований, а также материалы, собранные за все годы другими исследователями южной Якутии. В этой работе автор расчленил выделенные Д. С. Коржинским серии на ряд свит, положив в основу стратификации архейских толщ принятый Д. С. Коржинским метод анализа литолого-петрографического состава и структуры архейских пород.

Разработанная Ю. К. Дзевановским стратиграфическая схема архейских образований была принята на межведомственном совещании по выработке унифицированных стратиграфи-

ческих схем и положена в основу стратиграфического расчленения архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита. Стратиграфическое расчленение синийских отложений платформ архея Алданского шита.

При составлении геологической карты листа О-52-XXX было произведено повторное дешифрирование аэрофотоснимков с целью уточнения геологических границ, повторно изучены каменные материалы и прозрачные плиты.

## СТРАТИГРАФИЯ

Территория района относится к южной окраине Алданского шита.

В геологическом строении принимают участие породы архейского, синийского, кембрийского и четвертичного возрастов.

Наибольшее распространение имеют платформенные пологолежащие терригенно-карбонатные отложения синийского возраста, образующие северо-западное крыло сводового поднятия, в центре которого расположены сильно дислоцированные метаморфические породы архейского кристаллического фундамента.

Пологолежащие кембрийские карбонатные отложения имеют небольшое развитие; залегают они трансгрессивно на синийских отложениях, слагая плоские водораздельные пространства. Четвертичные аллювиальные отложения отмечаются только по долинам наиболее крупных рек и имеют незначительное распространение.

### АРХЕЙ

Выходы пород архейского возраста занимают всю юго-восточную четверть района. В меньшем количестве архейские образования обнажаются на юго-западе района, где они слагают нижние части склонов долин крупных рек и их притоков. Архейские породы представлены различными по составу гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, т. е. метаморфическими породами, являющимися продуктами воздействия процессов регионального метаморфизма на различные первично-осадочные, эффузивные и реже интрузивные породы.

Почти все архейские породы значительно мигматизированы, что весьма затрудняет картирование архейского метаморфического комплекса, так как в большинстве случаев трудно определить, какие именно породы в том или ином участке были мигматизированы. Значительные трудности для картирования создает интенсивная дислоцированность архейских пород, образующих сложную складчатую структуру, состоящую из множества крупных и мелких изоклинальных опрокинутых складок. Это обстоятельство, в частности, не позволяет точно оценивать мощности стратиграфических единиц, выделяемых в составе архейского комплекса.

Не меньшие затруднения при картировании архейских пород приносит и их слабая обнаженность. Коренные обнажения встречаются почти исключительно в долинах крупных рек и ручьев, значительно реже на гребнях водоразделов. Водоразделы и их склоны, как правило, сильно залесены.

Плохая обнаженность и сложная складчатость архейского комплекса обуславливают слабую фотогеничность местности, что влечет за собой плохую дешифрируемость аэрофотоснимков и не позволяет в полной мере использовать последние для расшифровки структур кристаллического фундамента. Кроме того, отсутствие каких-либо четко выраженных маркирующих горизонтов в разрезе архея в сочетании с развитием одних и тех же типов пород внутри серий чрезвычайно затрудняют их расчленение. Несмотря на все отмеченные затруднения, нам удалось разделить архейскую метаморфическую толщину.

#### Тимптонская серия

Среди архейских образований района наиболее широкое распространение имеют породы тимптонской серии, представленные в основном гиперстеновыми гнейсами, амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и амфибוליдами, пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами и биотитовыми гнейсами. В составе тимптонской серии выделяются верхнесуннагинская и кюриканская свиты. Общая мощность образований тимптонской серии оценивается в 3—4 км.

#### Верхнесуннагинская свита (*А vs*)

Породы верхнесуннагинской свиты слатают ядра антиклинальных структур. Можно выделить две разобщенные области распространения верхнесуннагинских пород.

Наиболее широко они распространены в юго-западной части района. В бассейне нижнего течения ручья Мал. Кумкуй они простираются на северо-восток (азимут 60—70°). Далее, в районе устья р. Улахан-Кумкуй, пологоса верхнесуннагинских образований, слагающих здесь нижние части склонов долины р. Алтомы и ее правых притоков, резко поворачивает на северо-северо-восток (азимут 15—20°) и погружается под синийские отложения. Эта же пологоса далее к северо-северо-востоку прослеживается в долине р. Джинендо, в ее среднем течении. Затем она снова исчезает под синийскими отложениями и вновь появляется в центральной части района, в долине р. Идум, где при очень крутом падении слоев простирается на протяжении нескольких километров дает изгиб, меняясь с северо-восточного на северо-западное до исчезновения под покровом синийских отложений.

Гораздо меньшим распространением верхнесуннагинские породы пользуются на правобережье р. Идум, в районе нижнего течения ручья Холбагоох. Здесь эти породы слатают ядра трех небольших антиклинальных складок северо-восточного простирания.

Верхнесуннагинская свита представляет собой довольно монотонную толщину, почти сплошь состоящую из гиперстено-

держалих пород (биотит-гиперстеновых гнейсов — чарнокитов и биотит-гиперстен-плагноклазовых кристаллических сланцев и гнейсов), резко преобладающие которых над всеми другими породами является основным критерием для выделения этой свиты. Кроме того, в составе свиты отмечаются амфиболовые гнейсы и амфиболиты и биотитовые гнейсо-мигматиты, играющие подчиненную роль. Еще реже в разрезе свиты встречаются пироксеновые плагногнейсы и гранат-биотитовые гнейсы. Из-за плохой обнаженности, интенсивной мигматизации и монотонного состава толщи послонный разрез ее составить невозможно. Мощность верхнесуннагинской свиты 1500—2000 м.

#### Гиперстеносодержащие породы

Как уже говорилось, гиперстеносодержащие породы являются наиболее характерными для верхнесуннагинской свиты и играют главную роль в ее разрезе. Среди них различаются биотит-гиперстеновые гнейсы — чарнокиты и биотит-гиперстен-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы. Все эти породы внешне и по составу сходны между собой и связаны постепенными переходами.

**Биотит-гиперстеновые гнейсы — чарнокиты** распространены исключительно в западной пологосе развития верхнесуннагинской свиты.

Чарнокиты представляют собой массивные, реже гнейсовидные лейкократовые крупно- и среднезернистые породы желтовато-серого и темно-серого с зеленоватым оттенком цвета. Состоят они из плагноклаза, кварца, микроклина, гиперстена и биотита. Содержание гиперстена колеблется от 10 до 15%. Структура grano- и лепидобластовая. Зеленоватый оттенок чарнокитам придает хлорит, развивающийся по темноцветным минералам.

**Биотит-гиперстен-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы**, развитые в разрезе верхнесуннагинской свиты повсеместно, будучи особенно характерными для разрезов по р. Джинендо и долине ручья Холбагооха. Внешне они отличаются от чарнокитов большим содержанием темноцветных минералов и более отчетливой пологосчатостью. Цвет от светло- (гнейсы) до темно-серого (кристаллические сланцы). Состав такой же, как и у чарнокитов, но отсутствует микроклин. Содержание гиперстена от 15—25% (гнейсы) до 30% (кристаллические сланцы).

#### Амфиболовые гнейсы и амфиболиты

**Амфиболовые гнейсы** — темно-серые, средне- и мелкозернистые с пологосчатыми и гнейсовидными текстурами. В состав амфиболовых гнейсов входят плагноклаз, кварц, амфибол и иногда калиевый полевой шпат, биотит или пироксен. Содержа-

ние амфибола от 10 до 20%. Количество цветных компонентов очень изменчиво.

**Амфиболиты** представляют собой плотные массивные, иногда полосчатые равномернозернистые темно-серые, нередко почти черные породы. В амфиболитах всегда присутствуют амфибол (50—60%) и плагиоклаз, иногда — пироксен (авгит или гиперстен) или биотит. Породы в общем свежие, но в некоторых случаях наблюдается сосюрритизация плагиоклазов и замещение цветных хлоритом и серпентином.

Описанные породы встречаются обычно в виде маломощных прослоев среди гиперстеносодержащих пород.

**Биотитовые гнейсы-мигматиты** играют резко подчиненную роль среди пород верхнесуннатинской свиты. Это тонкополосчатые лейкократовые породы светло-серого цвета, мелко- и среднезернистые. Состоят они из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Это, собственно, не гнейсы, а мигматиты, калиевый шпат которых привнесен метасоматически.

Пироксен-биотитовые и, пироксеновые платиогнейсы и гранат-биотитовые гнейсы почти никакой роли в разрезе верхнесуннатинской свиты не играют.

#### *Кюриканская свита (Акр)*

Площадь распространения пород кюриканской свиты занимает более двух третей всей площади выходов архейских пород района. Породы этой свиты, согласно залегая на породах верхнесуннатинской свиты, слагают крылья основных складчатых структур кристаллического фундамента.

Кюриканская свита представляет собой мощную толщу переслаивающихся между собой различных по составу, но преимущественно меланократовых пород, резко преобладание которых в разрезе этой свиты и является ее маркирующим признаком. Однако породы свиты зачастую характерны и для других свит архея, выделяемых в пределах изученного района, поэтому часто проведение границ кюриканской свиты является в известной степени условным. Повсеместно породы этой свиты сильно мигматизированы. Изучение разреза кюриканской свиты велось в основном по коренным скальным обнажениям долины р. Идюм, которая на значительном расстоянии (около 50 км) северо-восточнее от простирается порода архейского кристаллического фундамента, что дает основание считать разрез архея по Идюму наиболее полным.

Анализ материалов, собранных в процессе изучения разрезов архея в долине Идюма, позволяет рассматривать кюриканскую свиту как мощную толщу, сложившуюся переслаивающимися между собой амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, пироксеновыми кристаллическими сланцами и пироксеновыми гнейсами,

связанными постепенными переходами. Кроме того, в этой толще часто встречаются пачки биотитовых и биотит-гиперстеновых гнейсов и мигматитов. Очень редко в разрезе кюриканской свиты наблюдаются маломощные прослои минерализованных мраморов, диопсидовых пород и гранат-биотитовых гнейсов. Анализируя сводный разрез по Идюму, удается выделить отдельные пачки однородных по составу пород, однако из-за плохой обнаженности волюраздельных пространств невозможно проследить эти пачки по простираению и тем самым расчленить свиту на отдельные горизонты.

В прекрасных скальных обнажениях по р. Идюм можно видеть сложную складчатость, развитую в кюриканской толще, с обилием складок различных амплитуд от сотен до десятков метров, вплоть до мелкой пloidчатости. При этом простираение остается выдержанным в северо-восточных румбах, а падение остается северо-западным с изменением углов от 40—50 до 90°. В общих чертах разрез кюриканской свиты, изученной по р. Идюм, сводится к следующему.

Непосредственно на гиперстеновых гнейсах верхнесуннатинской свиты лежит мощная пачка нерасчлененных биотит-пироксеновых и амфибол-биотит-пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев с биотитовыми гнейсами и амфиболитами.

Маркирующим горизонтом, не везде одинаково наблюдаемым, является тонкий слой мраморов-кальцифилов (мощностью 1—3 м) в основании свиты. В низах свиты развиты биотит-пироксеновые и амфибол-биотит-пироксеновые гнейсы, с характерными тонкими (до 1—2 м) прослоями гиперстеновых гнейсов, отгличающихся желтовато-зеленым цветом, и прослоями амфиболитов, резко выделяющимися темным, почти черным цветом.

Выше выделяется пачка мощностью около 500 м, имеющая довольно монотонный состав с преобладанием мелкозернистых биотит-пироксеновых, амфибол-биотит-пироксеновых и пироксеновых гнейсов с тонкими прослоями амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев. В породах пачки очень обильны тонкие инъекции красных аляскитовых гранитов с породами мигматитов и согласные жилы белых перматонидных гранитов. Мощность пачки около 500—700 м.

Выше лежит сходная с предыдущей пачка биотитовых гнейсов и биотитовых гнейсо-мигматитов. Интенсивная мигматизация, развитая в этой пачке, с обилием в ней мигматитов и гнейсо-гранитов, возможно и обусловлена ее более монотонный биотитовый состав. Для этой пачки характерна хорошо выраженная тонкая слоистость и наличие прослоев лейкократовых платиогнейсов. Изредка в ней встречаются тонкие прослои гранат-пироксеновых гнейсов. В верхней части пачки возрастает количество прослоев амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Мощность пачки 500—800 м.

Выше в разрезе кирюканской свиты начинают преобладать амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы.

При осташемся чередовании тех же разновидностей пород амфиболиты и амфибол-биотитовые и амфибол-биотит-пироксеновые гнейсы составляют как бы основной фон, переслаиваясь с биотитовыми, биотит-пироксеновыми и двупироксеновыми гнейсами. Мощность отдельных слоев амфиболитов достигает 80—100 м.

В верхах свиты неоднократно встречаются тонкие не выдерживающиеся по простиранию прослои мраморов и диопсидовых гнейсов мощностью до 20—30 м.

Обилие инъекций красных алякитовых гранитов, интенсивная мигматизация и большое количество жил белых пегматидных гранитов характерны также и для этой части разреза.

Общая мощность кирюканской свиты очень приблизительно определяется в 2,5—3 км.

Ниже приводятся краткие сведения о распространенности и составе пород, наиболее характерных для разреза кирюканской свиты исследованного района.

#### *Амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы*

Породы этой группы совместно с пироксеновыми кристаллическими сланцами и пироксеновыми гнейсами (характеристика этих пород приводится ниже) наиболее часто встречаются в разрезе кирюканской свиты и определяют обширнейший меланократовый облик последней.

**Амфиболиты** явно преобладают в разрезе свиты над биотит-амфиболовыми гнейсами. По своему внешнему облику они являются наиболее легко определяемыми породами кирюканской свиты. Это — меланократовые средне-, реже мелко- и крупнокристаллические обычно равномернозернистые породы с массивной, редко сланцеватой текстурой. Цвет амфиболитов темнок-зеленый, часто до черного с зеленоватым оттенком. Состав они преимущественно из амфибола (40—80%) и плагиоклаза (30—60%), часто наряду с амфиболом присутствует пироксен (авгит), содержание которого очень изменчиво и достигает иногда 15—25%. Иными словами, амфиболиты с увеличением количества пироксена переходят в амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы. Реже в амфиболитах присутствует биотит, содержание которого редко бывает более 10—15%. Иногда в небольших (5—10%) количествах в амфиболитах смешиваются кварц, с увеличением содержания которого амфиболиты переходят в амфиболовые и амфибол-пироксеновые гнейсы.

**Биотит-амфиболовые гнейсы и мигматиты** представляют собой меланократовые, реже лейкократовые средне- и мелкозернистые породы темно-серого, иногда светло-серого и даже

желтого цвета. Текстура их гнейсовидная, полосчатая, иногда сланцеватая. Состав этих пород из плагиоклаза, кварца, амфибола и биотита, иногда в незначительных количествах присутствуют пироксен и калиевый шпат. Последний наиболее характерен для мигматитов, особенно в тех разновидностях, которые и макроскопически определяются как мигматиты. Содержание цветных минералов в гнейсах изменяется от 10 до 20—25%. Биотит присутствует почти всегда, содержание его колеблется в пределах 5—15%. Наличие биотита хорошо подчеркивает сланцеватость пород. Содержание кварца и плагиоклаза также значительно изменяются, что обуславливает наличие среди описанных пород как меланократовых, так и лейкократовых разновидностей. Породы данной группы бывают и свежими, и измененными. Измененные разновидности приобретают более светлую, часто зеленоватую окраску благодаря наличию хлорита и эпидота.

#### *Пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы*

Породы, в составе которых существенную роль играет пироксен, не менее характерны для кирюканской свиты, чем амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы, хотя пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы определяются макроскопически гораздо труднее, чем амфиболиты.

Пироксеновые кристаллические сланцы — меланократовые мелкозернистые, очень редко среднезернистые, массивные плотные породы темно-серого, иногда черного цвета. Они состоят из плагиоклаза, пироксена (авгита или авгита и гиперстена), биотита и амфибола. Содержание цветных компонентов не менее 40 и до 60—80%, причем пироксены преобладают над остальными цветными. Содержание биотита и амфибола варьирует от 0 до 10—20%, причем биотит для этих пород более характерен, чем амфибол. Пироксеновые кристаллические сланцы в некоторых случаях дают постепенные переходы к пироксеновым амфиболитам и биотит-гиперстеновым кристаллическим сланцам. Обычно это свежие породы, реже измененные, причем изменены главным образом пироксены, замещающиеся хлоритом и гиперстеном. Реже изменены плагиоклазы, они соррортизированы или эпидотизированы, что обуславливает зеленоватый оттенок породы.

**Пироксеновые гнейсы** встречаются несколько реже, чем кристаллические сланцы. Макроскопически они очень трудно диагностируются, так как эти породы, как правило, мелкокристаллические. Текстура гнейсов полосчатая и гнейсовидная, цвет — от темно- до светло-серого, иногда с зеленоватым оттенком. Состав гнейсов в общем весьма сходен с составом кристаллических сланцев, однако биотита в них обычно меньше (от 0 до 5—10%). Иногда в гнейсах присутствует калиевый полевой шпат, причем наличие его говорит о переходе гнейсов к мигма-



титам. Среди гнейсов наиболее часто встречаются биотит-пироксеновые разновидности, реже — собственно пироксеновые, еще реже — амфибол-биотит-пироксеновые.

#### *Биотитовые гнейсы и мигматиты*

По составу и внешнему облику породы описываемой группы являются самыми пестрыми из пород кюриканской свиты, что в значительной степени затрудняет их макроскопическое определение. Биотитовые гнейсы и мигматиты характеризуются мелкозернистыми, реже среднезернистыми структурами и тонкополосчатыми и тонкослоистыми текстурами. Очень резко бывает выражена гнейсовидность, обусловленная ориентировкой пластинок биотита. Облик пород самый различный — от типичных меланократовых разновидностей до лейкократовых. Цвета от темно-серого, почти черного до очень светло-серого; часто встречаются разновидности желтого и розового цвета.

Микроскопическое изучение описываемых пород показывает, что в большинстве случаев это двуполовошпатовые породы, состоящие из плагиоклаза, кварца, биотита и микроклина. Иногда в небольших количествах содержатся гиперстен и амфибол, причем породы в этом случае являются переходными к биотит-амфиболовым или биотит-пироксеновым гнейсам. В некоторых разновидностях биотитовых гнейсов отмечается значительная (иногда до 15—20%) примесь графита. Содержание биотита в гнейсах колеблется от 5 до 15—20%. Содержание плагиоклаза в биотитовых плагиогнейсах достигает 50—60%, в двуполовошпатовых гнейсах снижается до 40—50%. Обычно плагиоклаз довольно свежий, однако часто плагиоклазы сильно изменены и окращены окислами железа в желтый или бурый цвет, что обуславливает в отдельных случаях желтый цвет биотитовых плагиогнейсов. Содержание кварца в гнейсах колеблется от 20 до 30—35%. Каглиевый полевой шпат всегда представлен микроклином, содержание которого изменяется от 0 до 15—20%. Здесь следует оговориться, что все биотитовые гнейсы следует разделить на собственно биотитовые плагиогнейсы и двуполовошпатовые гнейсо-мигматиты, составной частью которых является микроклин. Кроме макроскопически определяемых мигматитов, в которых видны более светлые полоски инвекций гранитного состава, часто встречаются также однородные по цвету, очень похожие на биотитовые плагиогнейсы гнейсо-мигматиты. Макроскопически различить эти две разновидности невозможно.

#### *Биотит-сильвестровые гнейсы и мигматиты*

Породы этой группы по внешнему облику и по составу ничем не отличаются от аналогичных пород, встречающихся в разрезе Верхнеунгагнской свиты. Однако, если для последней эти

породы являются маркирующими и они преобладают в составе этой свиты, то в разрезах кюриканской свиты биотит-гиперстеновые гнейсы и гнейсо-мигматиты встречаются очень редко, как правило, в виде маломощных прослоев среди других пород. Минерализованные мраморы, диопсидовые и диопсид-скаполитовые породы, диопсидовые и гранат-биотитовые гнейсы имеют незначительное распространение среди пород кюриканской свиты. По составу и внешнему облику они ничем не отличаются от аналогичных пород джелтулинской серии, которые будут описаны ниже.

#### **Джелтулинская серия** *Куренская свита (Аки)*

Джелтулинская серия в пределах исследованного района представлена нижней своей свитой — куренской. Породы джелтулинской серии пользуются довольно широким распространением среди архейских пород района, слагая ядра синклинальных структур.

Основным определяющим признаком для выделения куренской свиты является преобладание в ее разрезе минерализованных мраморов (кальцифилов), диопсид-скаполитовых пород и диопсидовых гнейсов. Кроме этих пород, в куренской свите отмечаются гнейсы и кристаллические сланцы самого различного состава.

Гранат-биотитовые гнейсы, характерные для средних и верхних горизонтов джелтулинской серии, играют в рассматриваемой части разреза очень незначительную роль. Это обстоятельство и заставляет авторов относить упомянутую толщу к низам джелтулинской серии, для которых, как известно из работ Д. С. Коржинского, Ю. К. Дзевановского и других исследователей архея Алданского шита, характерно развитие мраморов и диопсидовых пород.

Породы куренской свиты широко распространены в районе среднего и верхнего течения р. Улахан-Кумкуй и в долине первого правого притока этой реки. Здесь эти породы обладают очень выдержанными северо-северо-восточными простираниями и обнажаются в многочисленных, хотя и разобщенных выходах. Даже полоса развития джелтулинских пород скрывается под синийскими отложениями и снова выходит на дневную поверхность в верховьях р. Джинендо и первых правых притоков р. Идлом. Здесь коренные обнажения встречаются гораздо реже. Далее на северо-восток джелтулинские породы слагают правый склон долины р. Джинендо и верховья ручья Арбарастах. Коренные обнажения на этом участке также весьма редки. Еще дальше к северо-востоку полоса развития пород куренской свиты разбивается на две, что вызвано антиклинальной складкой второго порядка, в ядре которой выходят породы кюрикан-

ской свиты. Обе голосы пород куренской свиты протягиваются далее на северо-восток, пересекая долину р. Идюм, и исчезают под синийскими образованиями.

Наконец, породы куренской свиты известны и в юго-восточном углу исследованной территории, в районе среднего и верхнего течения первых правых притоков р. Идюм.

Куренская свита в описываемом районе состоит из неоднократного чередования кальцифиров (минерализованных мраморов), диопсид-скаполитовых пород, амфиболитов, диопсидовых, пироксеновых, биотитовых, гиперстен-биотитовых и амфиболитовых гнейсов.

Наибольшим распространением пользуются кальцифиры, диопсид-скаполитовые породы и диопсидовые гнейсы. Подчиненное значение имеют различные пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, а также амфиболиты и амфиболитовые гнейсы, образующие как прослои, так и значительные по мощности пачки.

Незначительным распространением пользуются биотитовые, биотит-пироксеновые и биотит-гранатовые гнейсы.

В прекрасных скальных обнажениях по р. Идюм наблюдается следующий разрез куренской свиты:

1. Пачка переслаивания диопсид-скаполитовых пород, кальцифиров, мраморов и диопсидовых гнейсов . . . . .	200 м
2. Слой амфиболитов . . . . .	75 "
3. Пачка чередования биотит-пироксеновых, биотитовых, гиперстен-биотитовых и диопсидовых гнейсов и кальцифиров . . . . .	100 "
4. Слой кальцифиров с диопсидом и флогопитом . . . . .	50 "
5. Пачка переслаивания кальцифиров и диопсидовых гнейсов с биотит-плагноклазовыми и биотит-пироксеновыми кристаллическими сланцами и различными гнейсами . . . . .	300 "
6. Пачка переслаивания диопсидовых гнейсов и кальцифиров с биотит-гранатовыми, биотитовыми и амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами . . . . .	200—250 "

Разрез куренской свиты в юго-восточной части листа в верховьях ручья Улахан несколько отличается от описанного выше.

Здесь по Улахану с запада на восток от разлома, по которому граничат куренская и кюрриканская свиты, до восточной границы листа О-52-XXX наблюдается чередование следующих пачек:

1. На протяжении 600 м прослеживаются белые и розовые мраморы и кальцифиры с диопсидом, актинолитом и флогопитом с прослоями диопсидовых гнейсов.

2. Мраморы сменяются пачкой массивных пироксеновых и гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев, прослеживаемых на 200 м.

3. Довольно однообразная пачка белых мраморов и кальцифиров с диопсидом, с тонкими редкими прослоями различных гнейсов; прослеживается на протяжении 400—500 м.

4. Пачка тонкого переслаивания различных гнейсов: биотитовых, амфиболитовых, биотит-гранатовых, диопсидовых, изредка прослои мраморов; пачка прослеживается на 500 м.

5. Пачка темных кристаллических сланцев преимущественно двупироксеновых, чередующихся с амфиболитами и амфиболитовыми гнейсами прослежена на 400—500 м.

6. Пачка чередования диопсидовых гнейсов и диопсид-скаполитовых пород с биотитовыми, биотит-пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами и амфиболитами.

Все перечисленные пачки обильно инфильтрованы красными и белыми гранитами, образующими довольно часто тела мощностью до 200—300 м.

Красные граниты в гнейсах дают послонные мигматиты, в мраморах образуют неправильные по форме тела и жилы. Белые граниты развиты повсеместно, образуя согласные жилы и поля мигматитов. В белых гранитах много граната.

Ниже даются краткие сведения о составе и участках преимущественного развития пород, характерных для разреза куренской свиты.

*Кальцифиры, диопсид-скаполитовые породы и диопсидовые гнейсы*

Все эти породы, исключая гнейсы, неразрывно связаны между собой и имеют постепенные переходы, обусловленные главным образом изменениями в количественных соотношениях между минералами. Встречаются они обычно всем комплексом и распространены в куренской свите повсеместно, образуя часто очень мощные (до 300—500 м) пачки. Следует отметить, что такие же породы иногда наблюдаются в виде отдельных магомшных (до первых десятков метров) прослоев среди пород кюрриканской свиты.

**Кальцифиры** — мраморы средней, крупно-, реже мелкозернистые, в которых всегда присутствуют диопсид, скаполит, сфен и часто наряду с ними — кварц, плагноклаз и кафельный полевой шпат. Гораздо реже в кальцифирах встречаются оливин и флогопит или флогопит и актинолит, еще реже — графит. Неминерализованные мраморы встречаются гораздо реже.

Наиболее распространенным минералом в кальцифирах является диопсид, светло-зеленые и зеленые короткостолбчатые зерна которого хорошо диагностируются при определении мраморов. Содержание диопсида колеблется от 5—10 до 20—30% и более. Кальцифиры дают постепенные переходы к диопсид-скаполитовым или диопсид-плагноклазовым породам. Скаполит в мраморах почти всегда отсутствует. Диопсид, содержание его также варьирует от 5—10 до 30%, но макроскопически его трудно отличить от кальцита из-за его белого цвета. Сфен присутствует всегда и часто заметен макроскопически (по густому

бурому цвету), однако содержание его 2—3%, редко до 5%. Кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат присутствует в калыцифагах спорадических и обычно в незначительных количествах. Мраморы с оливином и флогопитом встречаются гораздо реже. Оливин обычно замещен светло-зеленым (иногда буроватым) серпентином, округлые реликты зерен оливина хорошо выделяются на фоне белого калыцита. Флогопит иногда присутствует вместе с оливином, иногда с графитом, но чаще всего самостоятельно. Содержание флогопита 5—10%.

**Диопсид-скаполитовые породы** — крупнозернистые, иногда среднезернистые, светло-зеленого, реже зеленого цвета — нацело состоят из диопсида и скаполита. Содержание каждого из этих минералов колеблется от 40 до 60%. В виде примесей в породах встречаются калыцит, кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и всегда сфен.

**Диопсидовые, вернее диопсид-плагиоклазовые гнейсы** — породы мелко- и среднезернистые, массивные, реже полосчатые и гнейсовидные, светло-зеленого цвета. Состоят они из диопсида, плагиоклаза и кварца. Кроме того, в состав этих пород часто входит калиевый полевой шпат, причем в мигматизированных разновидностях содержание калиевого полевого шпата довольно значительное.

**Гранат-биотитовые гнейсы** в заметном количестве отмечаются только в юго-восточной части района, где они встречаются в виде маломощных прослоев (?) среди пород джегтулинской серии. В пределах западного контура джегтулинских пород района гранат-биотитовые гнейсы почти не встречаются. Кроме того, наличие аналогичных пород отмечено и в разрезах других свит архея. Там они также встречаются спорадически.

Гранат-биотитовые гнейсы представляют собой средне- и мелкозернистые, неравномернозернистые породы. Цвет выдержан в серых тонах, чаще всего это меланократовые породы. Текстура гнейсовидная и сланцеватая. Гнейсы состоят из плагиоклаза, кварца, биотита, граната и иногда — калиевого полевого шпата. Содержание всех этих компонентов сильно варьирует. Плагиоклаз и кварц содержатся в количестве от 20 до 40%, биотит — в количестве от 10 до 20%, гранат — от 10 до 30%, калиевый полевой шпат от 0 до 10—15%. Гранат бурый или красно-бурый — альмандин, хорошо выделяющийся на общем темно-сером фоне породы цветом и крупными размерами зерен (от 1—2 до 5—10 мм, редко до 1—2 см). Иногда по биотиту и гранатам развивается хлорит, что сильно изменяет внешний облик породы, так как зерна гранатов, сохраняя свои очертания, окрашиваются в зеленый цвет.

Очень редко встречаются пироксен-гранатовые породы, состоящие из крупных зерен граната и заключенных среди них идиоморфных и округлых неправильных зерен зеленого пироксена.

Кроме описанных выше пород, в составе куренской свиты отмечаются амфиболиты и амфиболовые гнейсы, пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, биотитовые гнейсы и мигматиты, а также гиперстен-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы. Все эти породы по составу и внешнему облику ничем не отличаются от аналогичных пород тимтонской серии. Следует только отметить гораздо меньшее развитие в куренской свите биотитовых гнейсов и мигматитов по сравнению с кюриканской свитой.

Необходимо указать на своеобразные изменения плагиоклазов в амфиболитах куренской свиты: они скалолитизируются, что для амфиболитов тимтонской серии изученного района не характерно. В пироксеновых амфиболитах куренской свиты пироксеном иногда является диопсид; кроме того, в этих породах часто значительную роль играет магнетит (до 5—8%), что приближает породы по составу к интрузивным габбровым породам, за счет которых они, возможно, и образовались.

Изучение материалов по стратиграфии и петрографии архейских образований исследованного района позволило расчленить эти образования на три толщны сходного состава. Как уже говорилось, эти толщны по сходству петрографического состава присвоены наименования свит, выделенных в архее Алданского шита Ю. К. Дзевановским в его стратиграфической схеме. Ниже приводится сопоставление свит Ю. К. Дзевановского со свитами, выделенными в архее изученного района.

Из приведенной табл. 2 видно, что из выделенных в архее изученного района комплексов метаморфических пород хорошо сопоставляется со схемой Ю. К. Дзевановского только существовавшая гипотетическая, т. е. верхнесуннагинская свита. Свита долготу, как было установлено исследованиями Алданской аэрогеологической экспедиции в 1953—1955 гг., не имеет широкого площадного распространения и к востоку от мест, где она была выделена Ю. К. Дзевановским, т. е. именно в районах работ Алданской экспедиции, выклинивается и в разрезе отсутствует, что мы видим и на примере нашего района. Кюриканская свита Ю. К. Дзевановского по качественному составу вполне отвечает толще меланократовых пород, выделенной в архее изученного района. Однако в пределах последнего мы наблюдаем обратные отмеченным Ю. К. Дзевановским количественные соотношения различных пород в разрезе кюриканской свиты: в меланократовой толще архея нашего района преобладающим распространением пользуются амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы и пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы. Это обстоятельство с известным приближением можно отнести за счет фациальных изменений в составе свиты.

Джегтулинская серия представлена в районе своей нижней частью. Нижнетимтонская свита Ю. К. Дзевановского геологами Алданской экспедиции ВАГТа на основании материалов по

Серии	Свиты по Ю. К. Дзевановскому	Свиты, выделяемые в архее изученного района
Желтулинская	<b>Нижнетимптонская свита</b> Биотит-гранатовые гнейсы с прослоями мраморов; горизонт колчедников и песчанков в основании. Мощность 1,5 км	<b>Куренская свита</b> Мраморы минерализованные, диопсид-скаполитовые породы и диопсидовые гнейсы, в тонком переслаивании с амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, реже с биотитовыми гнейсами и мигматитами, гиперстен-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Мощность 1,5—2,0 км
Тимптонская	<b>Кюрикканская свита</b> Переслаивание различных биотитовых, биотит-гиперстеновых плагиогнейсов и кристаллических сланцев; биотит-гранатовые гнейсы и амфиболиты. Мощность 2,0 км. Перерыв в осадконакоплении	<b>Кюрикканская свита</b> Переслаивание различных мегакристаллических пород: амфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов и пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов. Реже—биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы и мигматиты. Очень редко—отдельные прослои минерализованных мраморов, диопсид-скаполитовых пород и гранат-биотитовых гнейсов. Мощность 1,5—2,0 км
	<b>Свита Долгу</b> Гранатовые и силлیمانит-гранатовые толосчатые гранулиты, порфириобластовые гранулитовые гнейсы	<b>Свита Долгу</b> в данном разрезе отсутствует
	<b>Верхнесуннагинская свита</b> Чернокиптовые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов. Мощность 2,0 м	<b>Верхнесуннагинская свита</b> Биотит-гиперстеновые гнейсы-чарнокиты и биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы с редкими прослоями амфиболитов, амфиболовых гнейсов и биотитовых мигматитов. Очень редко встречаются пироксеновые плагиогнейсы и гранат-биотитовые гнейсы. Мощность 1,5—2,0 км
	<b>Угэнская свита</b> Гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями гранулитов	В описываемом районе породы этих свит не вскрыты

Серии	Свиты по Ю. К. Дзевановскому	Свиты, выделяемые в архее изученного района
Тимптонская	<b>Нижнесуннагинская свита</b> Гиперстеновые, диопсид-гиперстеновые и диопсидовые кристаллические сланцы с прослоями чарнокитовых гнейсов, плагиогнейсов, мраморов и амфиболитов	<b>Нижнесуннагинская свита</b> Изучению архея юго-восточной части листа О-52 была расчленена на две свиты (сверху вниз): сутамскую, состоящую почти сплошь из гранат-биотитовых гнейсов; и куренскую, составленную переслаиванием мраморов, биотит-гранатовых гнейсов и других пород. Поэтому ввиду отсутствия в разрезе архея описываемого района значительного распространения биотит-гранатовых гнейсов мы относим существование мраморную толщу района к куренской свите, объясняя преобладание карбонатных пород в этой толще фацialsными изменениями. Работами Алданской экспедиции ВАГТА в 1956 г. при проведении на территории листа О-53 геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, в районе, непосредственно примыкающем с востока к описываемой площади, получены данные, позволяющие предполагать наличие новых, более молодых свит желтулинской серии, залегающих согласно на биотит-гранатовой сутамской свите. Н. С. Штак выделяет мощную (до 5000 м) хайканскую свиту (лежащую согласно на сутамской свите), в низах которой отмечается преобладание гиперстеновых гнейсов, в средней части — пироксеновых и биотит-пироксеновых пород, а в верхней части — преобладание амфиболовых гнейсов и амфиболитов с прослоями мраморов и биотит-гранатовых гнейсов. Постепенно эта свита сменяется луриканской существенно карбонатной, с преобладанием в ее разрезе мощных пластов мраморов и диопсидовых гнейсов, чередующихся с биотит-гранатовыми гнейсами. Разрез хайканской и луриканской свит в общих чертах сходен с разрезом архея на листе О-52-XXX. Возможно, что дальнейшие исследования подтвердят предположительно данные Н. С. Штак и тогда выделенные нами свиты можно будет сравнивать соответственно с хайканской и луриканской свитами указанного исследователя тем более, что при этом сравнении расположение свит не изменится. Можно еще предположить, что разлом северо-восточного простирания, проходящий в юго-восточной части листа О-52-XXX является очень мощным и региональным, и по нему кюрикканская свита граничит с луриканской. Однако в этом случае будет трудно объяснить выделение двух свит (куренской и хайканской) общей мощностью до 7 км, тем более, что к югу, в пределах ли-

ста О-52-ХХХV наблюдается постепенное загущение этого раз-  
лома.

В настоящее время более правильным является сопоставле-  
ние выделенных свит в изученном районе с вышеприведенной  
схемой Ю. К. Дзевановского.

### Синийский комплекс

Синийские отложения поьзуются чрезвычайно широким рас-  
пространением на территории листа О-52-ХХХ, занимая почти  
две трети ее (3000 км<sup>2</sup>). Они лежат на размытой поверхности  
архейских пород с большим углом несогласия.

Синийский комплекс сложен метаморфизованными терриген-  
ными и карбонатными осадочными породами, которые характе-  
ризуются весьма спокойными, близкими к горизонтальным усло-  
виям залегания. Углы падения описываемых пород колеблются  
в пределах 5—7 градусов, достигая иногда величины в 10—15  
градусов. Синийские отложения обнажены весьма плохо, ввиду  
чего при полевых исследованиях чаще приходится иметь дело  
с глыбовыми россыпями и щебенкой, а также с разрозненными  
мелкими обнажениями коренных пород. В береговых обрывах  
наблюдаются прекрасные скальные обнажения нижних горизон-  
тов синийского комплекса. Картирование синийского комплекса  
облегчается хорошей дешифрируемостью пород на аэрофото-  
снимках.

Породы синийского комплекса по ряду литологических  
свойств и по характеру последовательности в разрезе подразде-  
ляются на три свиты (снизу вверх): гонамскую, омахтинскую и  
эннинскую, которые в районах Приуралья были впервые выде-  
лены под этими же названиями Ю. К. Дзевановским в составе  
Учуро-Майского комплекса.

Породы всех трех свит распространены на территории  
О-52-ХХХ повсеместно. Породы гонамской свиты стлагают в ос-  
новном нижние части склонов долин.

Подолща гонамской свиты на северо-западе района скрыта  
под поймаемыми отложениями. В юго-восточной части района  
породы гонамской свиты лежат на архейских образованиях, сла-  
гая средние и верхние части склонов: здесь наблюдается полный  
разрез гонамской свиты. В поле развития архейских пород ме-  
стами встречаются отдельные небольшие останцы пород гонам-  
ской свиты, залегающие на водоразделах.

Породы омахтинской свиты стлагают главным образом сред-  
ние части склонов; породы эннинской свиты в центральной части  
района стлагают плоские водоразделы. В северной и западной  
частях района они трансгрессивно перекрываются нижекемб-  
рийскими отложениями (юдомской свитой).

На территории листа О-52-ХХХ наблюдается следующий раз-  
рез синийских отложений (рис. 1, 2).

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ (Рz)		С И Н И Й С К И Й К О М П Л Е К С (Sn)			Группа					
					Система	Отдел				
КЕМБРИЙСКАЯ (Cm)					Ярус					
НИЖНИЙ (Сm <sub>1</sub> )					Свита					
Алдонский (Сm <sub>1</sub> )					Юдомская (jd)	Свита				
					Порода цветом	Мощность в м				
					Юдомская	Свита				
					Эннинская (en)	Свита				
					Омахтинская (om)	Свита				
					Гонамская (gn)	Свита				
					Иркутская Фручская Молодая	Свита				
АРХЕЙСКАЯ										
		100	150-250	40-60	0-60 выд.	35-30 0,2-1	70 30-40	40-60 вид	40-60	Краткое описание пород
										Коричнево-красные, зеленовато-серые и серые мерзели, известняки и ожелезненные архиппиды.
										Светло-серые доломитизированные известняки и доломиты, подстилаемые известняками и железнистыми мерзлами и конкрециями в виде отдаленных прослоев, отмечены первично-серые глинисто-кремнистые слоицы.
										Почва чередования белых и светло-серых флюоридных доломитов и доломитизированных известняков с серовато-желтыми и бледно-розоватыми флюоридными доломитами и доломитизированными известняками.
										Средне-серые и серовато-желтые с желтоватым оттенком доломиты и доломитизированные известняки мелкокристаллические скалистые, с редкими в толще и краях округлые жерны и слюдяные конкреции.
										Серые доломиты и доломитизированные известняки.
										Средне-серые и розовато-серые кварцевые и кварцитоподобные песчаники с обильными прослоями розовато-серых палеоплато-кварцевых пещаников и доломитизированных известняков с остатками строматолитов.
										Средне-красные и краснолито-серые кварцевые песчаники с обильными прослоями серых и розовато-серых кварцевых и кварц-палеоплато-пещаников и желтоватых и розоватых доломитизированных известняков с остатками строматолитов.
										Серые доломиты и доломитизированные известняки и серые кварцевые и палеоплато-кварцевые песчаники с карбонатным цементом, отмечены в виде отдельных прослоев темно-серых глинистых, изредка доломитизированных и алевро-глинистых слоицы. В доломитах и известняках часто отмечаются обильные остатки строматолитов.
										Полностью кварцевые и архаические песчаники буровато-красного, кофейного-серого и вишнево-красного цвета. В верхних горизонтах породы песчанки постепенно обогащаются и приобретают розовато-серые, желтовато-серые и серые цвета. В виде отдельных прослоев отмечены доломиты и доломитизированные известняки, изредка с остатками строматолитов, и ожелезненные вишнево-красные алевролиты и глинистые слоицы.
		20-50	150-300	40-60	0-60 выд.	35-30 0,2-1	70 30-40	40-60 вид	40-60	Почва чередования желтовато-розовых и краснолито-серых доломитов и доломитизированных известняков с вишнево-красными алевролитами и глинистыми слоицами. В доломитах и известняках отмечены обильные остатки строматолитов.
		10-30	15-5							Почва чередования краснолито-серых кварцевых и вишнево-красных алевролитов.
										Незначительные конгломераты.
										Кристаллические породы фундамента

Рис. 1. Сводный разрез синийских и нижекембрийских отложений. Составил С. В. Нужнов

## Гонамская свита (Sn gn)

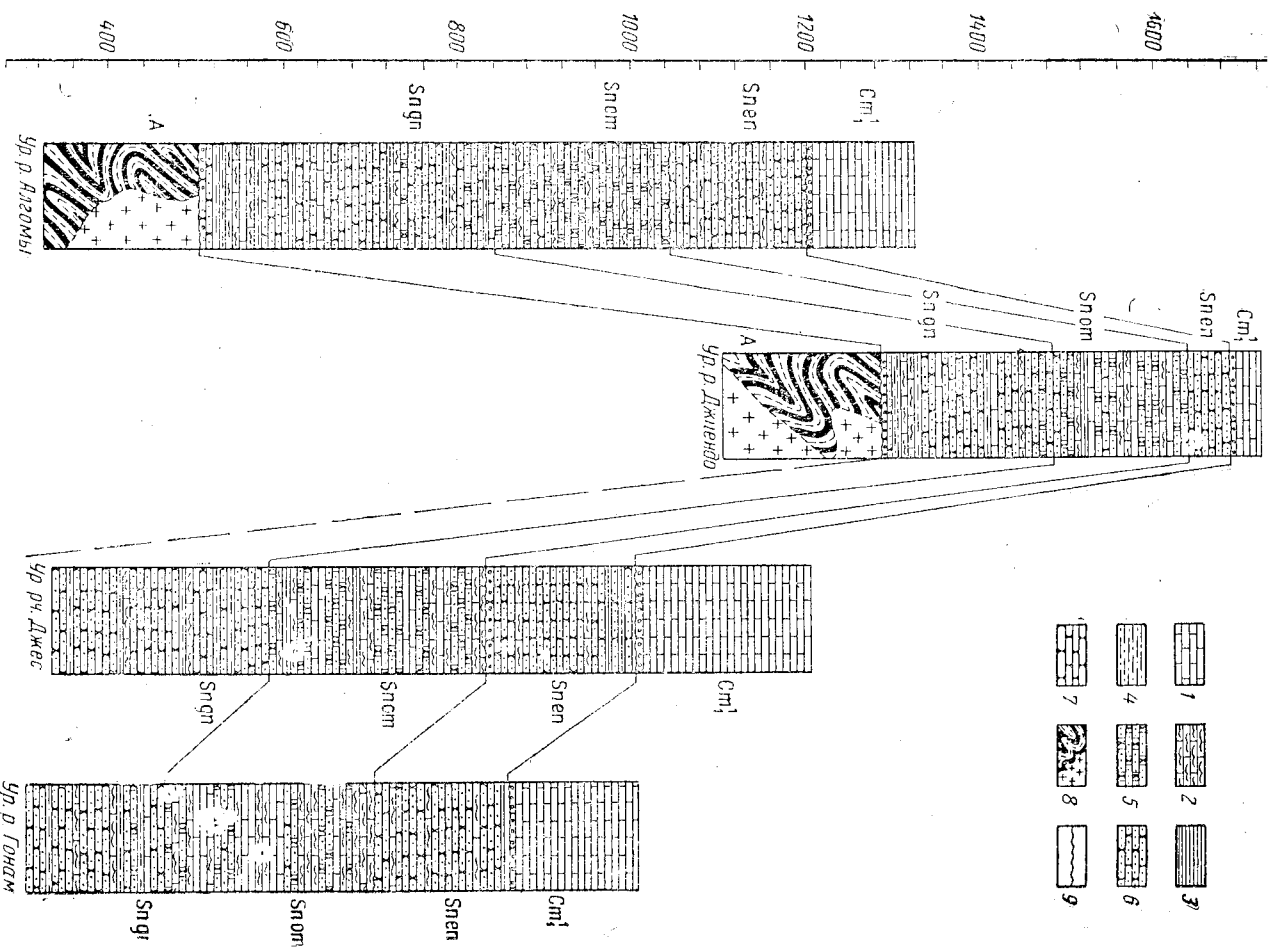


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов сининских отложений. Составил С. В. Нужнов

1 — доломиты и доломитовые известняки; 2 — доломиты с остатками *Sollenia* и *Soporhyton*; 3 — арцилиты; 4 — алевролиты; 5 — кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники с карбонатным цементом; 6 — кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники с кварцевым цементом; 7 — мелкогалечные конгломераты и гравелисты; 8 — дислоцированные породы кристаллического фундамента; 9 — поверхность разрыва  $Cm^1$  — доломская свита нижнего кембрия;  $Sn gn$  — аннинская свита сининского комплекса;  $Sn om$  — омактинская свита сининского комплекса;  $Sn gn$  — гонамская свита сининского комплекса; А — архей

Сводный разрез свиты имеет следующее строение:

1. С резким угловым несогласием на размытой поверхности архейских кристаллических пород залегают мелкогалечные конгломераты, цементированные малиново-красным неравномерно-зернистым аркозовым песчаником с известковистым цементом. Гальки состоят из кварца, микроклина, обломков аляскитовых гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев и реже — землистых зеленовато-серых карбонатных пород.

Размеры галек колеблются в пределах от 0,5 до 3,0 см в диаметре, реже до 5—7 см в диаметре, изредка встречаются мелкие валуны (отмечены на правобережье р. Идум и к северо-северо-востоку от устья ручья Арбарастах), диаметром до 10—15 см. Мощность 1—5 м.

2. Пачка тонкого переслаивания среднезернистых аркозовых песчаников вишнево-красного и красноовато-серого цвета с тонкими (0,1—0,5 м) прослоями коричнеовато-красных ожелезненных алевролитов с глинистым и глинисто-известковистым цементом. Отдельные пласты алевролитов достигают мощности в 1 м. Мощность 10—20 м.

3. Пачка часто гоного переслаивания желтовато-розовых, красно-овато-серых доломитов и известковистых доломитов (прослой мощностью от 0,1 до 0,6 м) и коричнеовато-красных глинистых и известковистых алевролитов (прослой мощностью от 0,1 до 0,2 м). Изредка встречаются маломощные (не более 0,2 м) прослой аркозовых песчаников вишнево-красного и буровато-красного цвета. В доломитах и известковистых доломитах отмечены обильные остатки строматолитов типа *Sollenia* и *Soporhyton*. Мощность 20—50 м.

4. Монотонная толща полевошпатово-кварцевых и аркозовых песчаников с редкими маломощными (до 0,2—0,3 м) прослоями желтовато-розовых и серых доломитов и известковых доломитов с остатками строматолитов типа *Sollenia* и *Soporhyton* и коричнеовато-красных глинистых, реже известковистых алевролитов. В толще преобладают буровато-красные, красноовато-серые, вишнево-красные и пятнистые полевошпатово-кварцевые и реже аркозовые песчаники с кварцем и железисто-кварцевым цементом. В верхней части толщи появляются прослой серых, желтовато-серых и светло-серых полевошпатово-кварцевых, кварцевых и кварцитовидных песчаников с кварцевым цементом и редкие прослой желтовато-серых песчаников с карбонатным цементом. Мощность 150—275 м.

Общая мощность пород гонамской свиты изменяется от 200 м в местах наиболее широкого развития пород кристаллического фундамента до 350 м — в местах наибольшего погружения пород кристаллического фундамента (см. рис. 2).

### Омахтинская свита (Sp 01)

Породы гонамской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются породами омехтинской свиты, которые на территории листа О-52-XXX обнажены крайне плохо.

Омахтинская свита сложена в основном серыми доломитами с остатками строматолитов типа *Colletia* и *Sporolithon* и серыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. В основании омехтинской свиты часто встречаются оолитовые доломитовые известняки и доломиты серого и сиреневого цвета. Изредка в омехтинской свите отмечаются красноватые мергелистые известняки и темно-серые, почти черные, известковистые аргиллиты. В значительном количестве в омехтинской свите присутствуют серые и реже красновато-серые полевошпатово-кварцевые и кварцевые песчаники с кварцевым и железисто-кварцевым цементом.

На площади листа О-52-XXX в породах омехтинской свиты наблюдаются существенные фациальные изменения. В северной части исследованной площади (в районах, прилегающих к рр. Учур, Гонам и низовьям р. Алгомы) омехтинская свита сложена более чем на 50% серыми и сиреневыми доломитами и является существенно карбонатной толщей; по мере продвижения на юг, к бассейну р. Джиендо и ручьев Улахан-Кумкуй, Князь-Юрях и др. породы омехтинской свиты постепенно опесчаниваются и заменяются в основном серыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. Общая мощность пород омехтинской свиты изменяется от 150 м на юге до 200—250 м на севере исследованной территории.

### Эннинская свита (Sp 01)

Породы эннинской свиты залегают на породах омехтинской свиты согласно. Разрез этой свиты имеет следующий вид.

1. В основании свиты залегают сиренево-красные и красновато-серые полевошпатово-кварцевые и реже — аркозовые песчаники с частыми прослоями серых и розовато-серых кварцевых песчаников. В виде редких маломощных прослоев отмечены серые и розовато-серые кварцевые гравелиты с редкими гальками кварца и серых доломитов. Изредка встречаются маломощные (0,2 м) прослои желтоватых и розоватых известковых доломитов с остатками строматолитов типа *Colletia* и *Sporolithon*. В отдельных участках (бассейн р. Джэс, левобережье р. Гонам и др.) в основании эннинской свиты отмечены гравелиты, переходящие в мелкогалечные конгломераты, спемантированные полевошпатово-кварцевым и реже кварцевым песчаником с кварцевым це-

ментом. В мелких гальках (диаметром до 1 см) отмечены обломки кварца, серых доломитов и изредка — мелкие зерна микроклина. Мощность 40—50 м.

2. Светло-серые и розовато-серые кварцевые и кварцитовидные песчаники с кварцевым цементом. В виде маломощных прослоев (до 0,1—0,3 м) отмечены водорослевые доломиты и доломиты известняки розовато-серого и желтовато-серого цвета. Изредка встречаются кварцевые песчаники с отдельными зернами глауконита. Мощность равна приблизительно 80—90 м.

3. Светло-серые и розовато-серые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники с редкими прослоями водорослевых доломитов и доломитистых известняков желтовато-серого и розового цвета. В этой пачке отмечены частые маломощные (0,05—0,2 м) прослои зеленовато-серых и темно-серых алевролитов с глинистым цементом и иногда известковистых аргиллитов. Видимая мощность до 30—40 м.

Максимальная видимая мощность эннинской свиты в исследованном районе не превышает 180 м.

Полевыми работами Алданской экспедиции ВАГТА в 1956 г. установлено, что эннинская свита является нижней частью разреза майской свиты, описанной в 1946 г. В. А. Фрмолюком (34) для бассейна р. Ман. Майская свита в бассейне рек Омня, Датаа, Аим (междуречье Учур — Мая) залегают на породах кристаллического фундамента, ограничиваясь от него гравелитами и мелкогалечными конгломератами. В районах расположения волнизи территории листа О-52-XXX, эннинская свита повсеместно залегают на породах омехтинской свиты. Однако отмечено, что в разных участках эннинская свита лежит на различных слоях омехтинской свиты. На правобережье р. Учур к северу и северо-востоку от поселка Чюльбэ породы эннинской свиты залегают на сиреневых и серых доломитах омехтинской свиты, в бассейне ручья Хадусалагах — на пачке переслаивания доломитов и песчаников с карбонатным цементом. Аналогичные же явления прослеживаются и к югу, в бассейнах рек Идум и Сивагли (лист О-52-XXXVI).

Кроме того, на описываемой площади в основании эннинской свиты отмечаются спорадические находки гравелитов с зернами полевого шпата и плоскими гальками серых доломитов, указывающие на разрыв подстилающих пород. Имея видку изложенное выше, а также довольно резкую смену пород на границе омехтинской и эннинской свит, следует полагать, что, вероятно, эннинская свита залегают на породах омехтинской свиты трансгрессивно, в том числе и на территории листа О-52-XXX.

Общая мощность сининских отложений на описываемой площади изменяется от 400 м (бассейн р. Джиендо) до 750 м (бассейн ручья Князь-Юрях, северо-западный район Учур-Идумского хребта и др.).

В породах синийского комплекса отмечены обильные остатки строматолитов *Solenia* и *Soporhylon*, которые, по предварительному заключению А. Г. Вологодина, характеризуют самые низы нижнего кембрия, выделяемые им в колениканский ярус, отложения которого находятя в общем разрезе кембрия Сибири непосредственно под зоной *Olenellus*.

В 1954 г. В. Б. Тимофеев изучил комплекс спор в образцах пород омахтинской свиты, собранных Т. С. Долгих в бассейне р. Гонам, в непосредственной близости от территории описываемого листа. В своем заключении о геологическом возрасте изученного им комплекса спор В. Б. Тимофеев сообщает: «Комплекс спор в исследованных образцах состоит из девяти видов, характерных для древнепалеозойских отложений Сибирской и Русской платформ. Отсутствие в нем ряда типичных видов спор для фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия Восточной Сибири, занимающих более высокое положение в эволюционной лестнице этой группы растенийных остатков, дает основание считать эти отложения, представляющие изученными образцами, имеющими докембрийский палеозойский возраст. Установленный в них комплекс спор подобен изученному нами в отложениях синийской системы Китая (образцы Д. С. Соколова из окрестностей Пекина), в немых отложениях (лежащих под оленеллусовыми слоями) с нижнего течения р. Оленек (Якутия) и близок к комплексу спор из отложений нижебавлинской свиты Урало-Поволжья».

В. Б. Тимофеевым в образцах Т. С. Долгих определены следующие виды спор: *Trachytriletes minutus* Naim, *T. incassatus* Naim, *T. conglutinatius* Tim, *Suberosotrachytriletes exasperatus* Tim, *Stenozonotriletes patelliformis* Tim, *Leioltriletes minutissimus* Naim, *Leioleles soreciformis* Tim, *T. obsoletes* Naim, *Suberosotrachytriletes margaritatus* Tim.

Таким образом, остатки строматолитов типа *Solenia* и *Soporhylon*, а также остатки спор определяют стратиграфическое положение описанных отложений в разрезе палеозоя Алданского нагорья ниже зоны *Olenellus*, являющейся в настоящее время, по мнению большинства исследователей, самой нижней зоной палеонтологически охарактеризованного кембрия.

На междометственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в 1956 г. было принято решение об основном выделении мощной толши охарактеризованных растительными остатками осадочных пород, подстилающих слои зоны *Olenellus* нижнего кембрия и перекрывающих метаморфизованные породы архея и протерозоя в синийский комплекс. К синийскому комплексу на совещании были отнесены пеликом отложения учуро-майского комплекса южной Якутии, описанные и выделенные Ю. К. Дзевановским на территории листа О-52, в который и входит наш район с тремя свитами комплекса — гонамской, омахтинской и эннинской.

Нижнекембрийские отложения на площади листа О-52-XXX представлены карбонатными породами и развиты в основном в северной части его территории, где ими сложены широкие плтские водораздельные поверхности. В южной части листа нижнекембрийские отложения слгают ряд крупных скальных останцов на вершинах водоразделов.

Нижнекембрийские отложения обладают пологонаклонным, близким к горизонтальному залеганием с углами падения от 2—3 до 5—7 градусов. От нижележащих пород эннинской свиты они отделяются мелкоталечными конгломератами, залегающими на разных горизонтах этой свиты.

В районах, прилегающих к рекам Учуро и Гонаму и нижнему течению Ангомы, в бассейне р. Джес и в некоторых других местах нижнекембрийские отложения залегают на кварцевых песчаниках с прослоями темных аргиллитов и алевролитов, являющихся верхним горизонтом эннинской свиты. При движении на юг по нижнему течению р. Джигендо нижнекембрийские отложения ложатся уже на средний горизонт эннинской свиты, представляемый в основном кварцевыми песчаниками. В южной части листа О-52-XXX, в верховьях р. Джигендо и ручья Улахан-Кумкуй, нижнекембрийские отложения залегают на красноцветных полевшплатово-кварцевых и аркозовых песчаниках нижнего горизонта эннинской свиты.

В геологической литературе, а также в ряде устных сообщений различные исследователи (Ю. К. Дзевановский, В. А. Ярмолюк, Н. С. Шпак, Т. С. Долгих и др.) приводят сведения о залегании нижнекембрийских отложений (юдомской свиты) непосредственно на породах кристаллического фундамента в ряде районов Алданского нагорья.

Очевидно, нижнекембрийские отложения залегают на породах синийского комплекса трансгрессивно и отделены от них стратиграфическим несогласием.

По ряду литологических свойств пород и по их последовательности в разрезе, нижнекембрийские отложения описываемой территории подразделяются (согласно принятым схемам стратиграфии) на две свиты — юдомскую и пестроцветную. Из этих свит на площади района наиболее широко развиты породы юдомской свиты; породы пестроцветной свиты пользуются весьма незначительным распространением, слгая ряд мелких скальных останцов на вершинах водоразделов



## Юдомская свита ( $C_1^1$ *fd*)

Ниже дается сводный разрез свиты:

1. Мелкозернистые конгломераты, спемантированные розовато-серым неравномернозернистым полевошпатово-кварцевым песчанником, местами красноцветным аркозовым песчанником. Цемент песчаников кварцевый, местами карбонатный.

В гальках размером от 0,5 до 2,0 см отмечены обломки кварца, песчаников, серых известняков и реже — красных полевых шпатов, гранитов и кристаллических сланцев. Мощность 0,2—1 м.

2. Серые доломиты и доломитовые известняки массивные, плотные с грубой горизонтальной слоистостью, с отдельными прослоями тонколитчатых серых и коричневатых серых доломитовых известняков, которые местами бывают сильно опесчанены. Мощность 25—30 м.

3. Светло-серые с желтоватым оттенком доломитовые известняки и доломиты мелкозернистые, с крупными кавернами, выполненными жеодами халцедона и неправильными сростками кварца. В виде маломощных прослоев отмечены фарфоровидные доломитовые известняки серого и коричневатого серого цвета. Мощность 70 м.

4. Пачка чередования белых и светло-серых доломитовых известняков фарфоровидных, плотных и доломитовых известняков светлого серовато-желтого и бледно-розового цвета. В виде отдельных прослоев отмечены пепельно-серые кремнистые и глинисто-кремнистые породы. Мощность 30—40 м.

5. Светло-серые и серые доломитовые известняки и доломиты, плотные, кавернозные, пронизанные жилками кварца и халцедона, часто с образованием жеоид. Породы местами окременены. В виде отдельных маломощных прослоев присутствуют серые фарфоровидные доломитовые известняки и пепельно-серые кремнистые и глинисто-кремнистые породы. Мощность 40—60 м.

Общая мощность юдомской свиты в пределах описываемой территории равна 170—200 м.

## Пестроцветная свита ( $C_1^1$ *ps*)

Породы юдомской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются породами пестроцветной свиты следующего состава.

1. Пачка частого чередования кирпично-красных мергелей, ожелезненных аргиллитов и песчанистых известняков с зеленоватого-серыми и серыми мергелями и известняками. Мощность 10 м.

2. Пачка тонкого переставления кирпично-красных, желтоватых и пепельно-серых мергелей и известняков, местами опесчаненных, с белыми и серыми известняками. Мощность 30 м.

3. Светло-серые и серые мелкокристаллические, местами фарфоровидные известняки плотные, тонколитчатые; в основании прослой серовато-желтых и коричневатых серых известняков, ме-

стами алевритистых; в верхней части свиты прослой серых опесчаненных известняков и доломитовых известняков. Видимая мощность до 20 м.

Общая видимая мощность всей пестроцветной свиты достигает 60 м.

Органических остатков в нижнекембрийских отложениях листа O-52-XXX не обнаружено. Породы юдомской свиты на обширных площадях юго-восточной окраины Сибирской платформы характеризуются почти полным отсутствием органических остатков при большом разнообразии состава пород. Отмечены лишь редкие находки неопределенных ядер брахиопод (Ю. К. Дзевановский и др.) и строматолитов. Наиболее важна единственная находка трилобита *Raedusias* sp. из семейства *Olenellus*, найденного Е. С. Бобинным в бассейне р. Алташ-Юна.

Породы пестроцветной свиты в районах юго-восточной окраины Сибирской платформы обычно весьма богаты органическими остатками. В районах смежных с площадью листа O-52-XXX в породах пестроцветной свиты собраны обильные остатки археоциат, брахиопод и трилобитов, относящихся к семейству *Olenellus*.

В 1954 г. Н. П. Суворова выделила толщу карбонатных пород нижнего кембрия, охарактеризованных археоциатами и трилобитами из сем. *Olenellus*, в алданском ярусе, в состав которого входит юдомская и пестроцветная свиты, хорошо выдержанные литологически и полностью сопоставляемые со свитами, выделяемыми на территории листа O-52-XXX под теми же названиями. Признание алданского яруса на Межведомственном стратегическом совещании позволяет рассматривать кембрийские отложения двух рассмотренных выше свит в качестве образований, полностью отвечающих ему.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичного времени на территории описываемого листа развиты повсеместно в виде плаща элювиальных и делювиальных россыпей и аллювиальных образований.

На карте листа O-52-XXX показаны только аллювиальные отложения, развитые по долинам наиболее крупных рек — Учурра, Тонама, Алгомы, Джинендо. Они относятся к верхнему и современному отделам.

Элювиальные отложения залегают на плоских водоразделах будучи представляемыми здесь крупно-, средне- и мелкоглыбовыми каменными россыпями, реже суглинками с древесной и мелкими обломками железящихся коренных пород. Размеры обломков изменяются от 0,2—1 до 3—5 м в понижении в верхней, приповерхностной части россыпи; в нижних частях они постепенно переходят в щебенку и древесу.

Мощность элювиального покрова установить трудно, так как последний постепенно переходит в выветрелые коренные породы, но, по-видимому, она не превышает 2 м.

Делювиальные отложения покрывают повсеместно склоны водоразделов. Они представлены в основном крупноглыбовым материалом и местами имеют вид каменных осыпей — курумов, движущихся постепенно вниз по склону и часто на небольших реках, перекрывающих надпойменные террасы. Мощность делювиального покрова в верхних частях склонов незначительна, книзу она увеличивается, наибольшей величины достигает в местах перегибов склона в нижней их части.

### Верхний отдел ( $Q_3$ )

К верхнему отделу отнесены отложения второй надпойменной террасы, сохранившейся в виде разобнесенных небольших обрывков только в долине р. Алгомы. Высота этой террасы над урезом воды 12—13 м; сложена терраса на всю высоту валунами и галькой, промежутки между которыми заполнены песком и гравием. Эти отложения имеют незначительное распространение.

### Современный отдел ( $Q_4$ )

Аллювиальные отложения поймы и первой надпойменной террасы современного отдела имеют небольшое распространение по долинам рек Учюра, Гонама, Алгомы, Джиендо и их притоков, где они приурочены к руслу, пойме и первой надпойменной террасе указанных рек.

Первая надпойменная терраса на всю высоту, равную в среднем 3—5 м, сложена валунно-галечниковым материалом с песчаным заполнителем. Валуны и галька хорошо окатаны, размеры валунов обычно не превышают 0,5 м в диаметре. Реже (в низовьях Алгомы) наблюдается иное строение речных террас: снижению до высоты 1,5—2 м над урезом воды залегает валунно-галечниковые отложения, выше сменяющиеся хорошо сортированными средне- или крупнозернистыми песками или местами супесями с прослоями гмуса.

Отложения современного русла и пойменной террасы рек представлены главным образом валунами и валунно-галечниковыми образованиями, иногда песками. Валуны и галька хорошо окатаны. Размеры валунов в водотоках с крутым продолжным профилем достигают 1,5—2 м в диаметре. В отложенных поймы промежутки между валунами и галькой заполнены песком. Мощность галечников, слагающих пойму варьирует в пределах 1—2 м.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования на площади листа О-52-XXXX представлены различными кислыми, щелочными, основными и ультраосновными породами. Наибольшее развитие интрузивные образования имеют в архее, где весь комплекс метаморфических

пород интенсивно интесцирован гранитами, образующими громадные поля мигматитов и реже выделяющимися в обособленные массивы, подчиненные общей структуре вмещающих пород. Незначительное распространение имеют габбро-нориты и палингены гипертеновые диориты.

Все эти образования дислоцированы вместе с метаморфическими породами архейского комплекса и перекрыты недислоцированными синийскими отложениями. Возраст их точно определяется как досинийский и условно, по данным предыдущих исследований, датируется как архейский.

В верховьях ручья Арбарастах, в поле развития архейских пород на площади около 40 км<sup>2</sup> развит комплекс весьма своеобразных пород от ультраосновных (пироксенитов), до ультращелочных (нефелиновых сиенитов, тингуйитов и пр.) с ореолом фенитизированных пород и телами карбонатитов. К этому комплексу пород приурочено редкометалльное, редкоземельное и магнетитовое оруделение.

Ввиду отсутствия в описываемом районе отложений моложе кембрийских, возраст этих образований может быть определен очень условно как мезозойский.

### Архейские интрузии

Среди архейских пород весьма интенсивно проявились протессы интрузивной деятельности. Все породы архейского метаморфического комплекса — гнейсы, кристаллические сланцы и минерализованные мраморы — очень сильно изменены: гранитизированы и мигматизированы. Наибольшее развитие в описываемом районе имеют мигматиты, и при картировании стоит больших трудов и не всегда возможно установление характера первичного субстрата гнейсов и кристаллических сланцев, восстановления которого необходимо для стратификации толщ и выделения серий и свит.

Мигматизация и гранитизация вызвана внедрением аляскитовых гранитов<sup>1</sup>, для которых характерно наличие большого ряда структурных разновидностей и некоторые вариации в составе. Внедрение аляскитов приурочено к одной фазе тектогенеза, что доказывается всегда согласными со складчатостью инвекциями этих гранитов.

Метаморфизм пород, вызванный внедрением аляскитовых гранитов, сильно затухал следы более древней интрузивной деятельности. По данным предшествующих исследований, известно наличие более древних основных и ультраосновных интрузий в виде согласных межпластовых тел, участвовавших вместе с «параллельными» в складкообразовательных процессах. Эти породы сильно изменены, по составу иногда неотличимы от кри-

<sup>1</sup> Участие аляскитовых гранитов в мигматизации архейских метаморфических образований признается не всеми исследователями. (Лрим. ред.)

сталлитических сланцев и распознаются лишь тогда, когда могут быть установлены контуры геологического тела, слгаемого ими, и реликтовой первичной структуры.

Из числа этих пород в описываемом районе отмечается наличие нескольких межплатовых интрузий габбро-норитов, одна из которых имеет значительные размеры и показана на карте.

Кроме того, в поле развития гиперстеновых (чарнокитовых) пород верхнеэунагинской свиты встречаются тела палингенных гиперстеновых диоритов, одно из которых также показано на карте.

Таким образом, по возрастному признаку среди архейских интрузий могут быть выделены следующие породы:

1) габбро-нориты ( $\nu A$ ); 2) палингенные гиперстеновые диориты ( $\delta A$ ); 3) аляскитовые граниты и гнейсо-граниты ( $\gamma^2 A$ ).

1. Габбро-нориты ( $\nu A$ ). Наибольший выход этих пород отмечается в долине р. Алгомы, между устьями правых ее притоков рч. Малый Кумкуй и р. Улахан-Кумкуй. Габбро-нориты тянутся узкой полосой восток-северо-восточного простирания вдоль русла реки и прослеживаются на 8—9 км. Ширина полосы этих пород не превышает 1 км.

Габбро-нориты — это массивные темно-зеленые, почти черные, породы, однородные, не обнаруживающие слоистости. Изредка в них проявляется толсто- и груболилитчатая отдельность. Контакты их с вмещающими породами обнажены плохо, только в крутых обрывах берега р. Алгомы можно проследить, как к югу они сменяются светлыми лейкократовыми гиперстеновыми гнейсами и мигматитами верхнеэунагинской свиты. Габбро-нориты обильно инфицированы красными аляскитовыми гранитами и иногда сохраняются только в виде темных неправильных полос (ксенолитов) в этих гранитах, вытянутых согласно простиранию пород по азимуту СВ  $75-80^\circ$  с падением ЗСЗ  $\angle 75-80^\circ$ .

Габбро-нориты состоят из плагиоклаза — лабрадора, гиперстена, авгита, роговой обманки и магнетита; из акцессорных минералов обычно присутствуют апатит и биотит. Это равномерно-зернистые, среднезернистые породы, аллотриоморфнозернистой или габбровой структуры.

В составе пород преобладает плагиоклаз № 45—55 (40—50%), обычно темный зеленовато-серый, чем и обусловлен общий темный цвет пород. Содержание гиперстена колеблется от 20 до 30%. Гиперстен со слабо заметным плеохроизмом встречается в сростании с авгитом и амфиболом. Угол погасания его часто дает отклонения от прямого до 3—5 реже  $7^\circ$ .

Авгит и роговая обманка дают большие колебания в составе (от 5 до 15—20%). Чаше всего они образуют зерна гиперстена в виде внешней каймы; а роговая обманка, кроме того, прорастает по спайности и пятнисто замещает гиперстен, а также и авгит. Апатит и магнетит присутствуют всегда в незначительных количествах.

В мигматизированных разностях габбро-норитов сильно изменены цветные минералы, увеличивается количество апатита и магнетита и выявляются кварц и микроклин.

2. Палингенные гиперстеновые диориты ( $\delta A$ ). В среднем течении р. Б. Джинендо, среди среднезернистых полосчатых гнейсо-видных пород верхнеэунагинской свиты, отмечаются участки более крупнозернистых, местами порфиридных пород массивной структуры и интрузивного облика. Порфиридность обусловлена наличием идиоморфных призматических зерен плагиоклаза (до 1 см) и реже — гиперстена. Состав этих пород следующий: плагиоклаз (№ 40—50) 60—80%, гиперстен 20—30%, биотит 10—15%, амфибол 0—5%, кварц 5—10%, авгит 5—15%. Колебания в количественных соотношениях компонентов значительны, но очень характерна всегда наблюдаемая под микроскопом пипидиоморфнозернистая структура с идиоморфизмом плагиоклазов. Кроме того, отмечается обилие апатита и густо-бурого диоролита.

Для этих пород характерно также наличие небольших количеств моноклинного пироксена (авгита) с диалоговой отдельностью ( $c: Ng=40-45^\circ$ ). Амфибол не образует самостоятельных зерен, располагаясь в виде каемок и на стыке пироксеновых зерен.

Внешне гиперстеновые диориты представляют собой свежие, иногда слегка катаклазированные породы. Переход их к типичным полосчатым гиперстеновым гнейсам, в верхнеэунагинской свите постепенен, по составу они также очень близки, что и позволяет нам связывать образование этих пород с частичным переплавлением гнейсов и кристаллических сланцев.

3. Аляскитовые гнейсо-граниты и граниты ( $\gamma^2 A$ ). Аляскитовые граниты полизуются широким распространением в районе работ, мигматизируя и гранитизируя весь комплекс гнейсов и кристаллических сланцев архея. Аляскитовые граниты никогда не образуют сплошных массивов с резкими рвульцими контактами.

Обычно наблюдаются мощные поля мигматитов, в которых гранитная часть либо меньше, либо преобладает над гнейсами и кристаллическими сланцами. Местами преобладание гранитов становится настолько значительным, что необходимо уже выделять гранитные тела, но контуры их на карте выявляются чрезвычайно условными.

Переход от мигматитов к гранитам очень постепенен, и всегда в гранитах сохраняются ксенолиты — остатки гнейсов и кристаллических сланцев в виде полос и слоев, сохраняющих свое структурное положение (простирание и падение). В гранитах также почти всегда заметна гнейсовидность, согласная с простиранием вмещающих пород, резкие рвульци и секущие контакты имеют лишь отдельные пегматитовые жилы аляскитовых гранитов.

Аляскитовые граниты и гнейсо-граниты состоят из микроклин-перрита (50—70%), кварца (30—40%) и небольшого количества плагиоклаза (от 2 до 10—15%), представленного олигоклазом № 12—16, редко № 25—30. Из акцессорных минералов всегда присутствуют магнетит, апатит, циркон.

Цветные минералы содержатся sporadически только в гнейсо-гранитах. Давоших постепенные переходы к мигматитам, в горы количество цветных минералов значительно, но всегда за счет мигматизируемого субстрата гнейсов и кристаллических сланцев. Чаше всего в гнейсо-гранитах присутствует биотит, реже амфибол, гиперстен, диопсид, авгит, гранат. Отсутствие в чистых разновидях цветных минералов и шегольной характер полевых шпатов позволяют граниты и гнейсо-граниты называть аляскиновыми. Среди них выделяются следующие разновидности:

- 1) красные мелкозернистые аляскитовые гнейсо-граниты,
- 2) красные крупно- и среднезернистые аляскитовые граниты,
- 3) белые средне- и крупнозернистые граниты.

1. **Красные мелкозернистые аляскитовые гнейсо-граниты.** Эти породы имеют наибольшее распространение.

Гнейсо-граниты дают тонкие послонные инъекции, образуя мигматиты и гранитизирующую вмещающие породы.

В описываемом районе среди пород всех трех архейских свитов наблюдаем мощные поля мигматитов с участками гнейсо-гранитов. Переход их к мигматитам постепенный, чередование тех и других происходит многократно.

Гнейсо-граниты — это мелко-, реже среднезернистые породы (зерна размером от 0,2—0,5 до 1—2 мм) с хорошо заметной гнейсовидной текстурой. Цвет гнейсо-гранитов красный, от розового до мясо-красного и кирпично-красного. Часто гнейсо-граниты неравномернозернисты и порфириовидны. В мелкозернистой (0,2—0,5 мм) массе их выделяются более крупные (до 1—3 мм) зерна кварца и микроклин-перрита, вытянутые пологачато по направлению гнейсовидности. Иногда этим обуславливается тонкая пологачатость пород.

Структура гнейсо-гранитов протом- или катакластическая. Для первой характерен при наличии пологачатости и порфириовидности кварц с нормальным погачанием, крупные зерна калишпата, представленные струйчатым микропертитом, и более мелкие в основной массе, представленные микроклином с хорошо выраженной решеткой. Катакластические разности отличаются резковыраженным бласгезом кварца, иногда раздробленным полевых шпатов, структура их чаше может быть названа цементационной или бласгостранитовой. Переход от гнейсо-гранитов к мигматитам происходит постепенно за счет появления в них пологачато расположенных зерен цветных минералов и плагиоклаза. Обычно наблюдается непосредственная связь наличия тех цветных минералов, которые присутствуют в субстрате, т. е. в гиперстеновых

гнейсах образуются гиперстеновые мигматиты, в амфиболовых гнейсах — амфиболовые мигматиты и т. д. В полях развития наиболее интенсивной мигматизации преобладают обычно биотитовые мигматиты и биотитовые гнейсо-граниты.

2. **Красные крупно-, среднезернистые аляскитовые граниты.** Эти граниты также имеют повсеместное распространение. Они чаше всего образуют согласные пластовые жилы различной мощности от 0,5—1 до 40—50 м и более. Обычно наблюдаются участки интенсивного развития таких жил.

Эти граниты часто дают резкие контакты с вмещающими породами, но почти всегда согласные. Сечущие контакты можно видеть в прихотливых ответвлениях мелких жилок от основной крупной согласной жилы. Иногда эти граниты дают постепенные переходы к мелкозернистым разновидям.

Наиболее часто можно видеть, что крупнозернистые граниты рвут гнейсы, мигматиты и гнейсо-граниты, описанные выше. Таким образом, можно предполагать, что тонкая послонная инъекция и мигматизация предшествовали внедрению крупнозернистых аляскиновых гранитов. Аляскиновые граниты — это обычно равномернозернистые породы с величиной зерен от 1 до 5 мм для среднезернистых и от 5 до 20—30 мм для крупнозернистых разновидей. Состав их тот же, что и гнейсо-гранитов. Характерным для этих гранитов является проявление катаклаза, выраженного в разной степени; структура гранитов обычно бластогранитовая, иногда цементационная; совсем не встречается гипидиоморфнозернистая структура. Для рассматриваемых гранитов также характерной является микроклинизация плагиоклазов. Зерна последних обычно мелкие, мутные, буроватые, с обилием мирмецитов, располагаются в промежуточных между крупными зернами микроклин-перрита и имеют очень неправильную форму и неровные края, разведенные микроклином. Иногда в большом количестве (от 1 до 5%) в них присутствует биотит, реже амфибол.

Аляскитовые граниты дают переходы к ортогекзитам и перматитам, жилы которых наряду с согласными, часто имеют и секущие контакты.

3. **Белые средне- и крупнозернистые граниты.** Эти граниты имеют довольно большое распространение, но значительно меньше, чем красные. Наибольшие площади их развития приурочены к областям распространения пород куренской свиты (джелунинской серии), для которых характерно наличие большого количества карбонатных пород. Изучение контактов белых и красных гранитов показывает их частые постепенные переходы, иногда с ослаблением окраски от красных к розовым до белых.

Резкое и частое чередование белых и красных гранитов наблюдается также очень часто, однако установить последовательность их внедрения не удается. Ввиду того что белые граниты не дают четких контуров обособления их от красных гранитов, вы-

деление отдельных массивов белых гранитов на карте данного масштаба не представляется возможным.

Наибольшее развитие белые граниты имеют по правобережью Идлома в бассейнах ручьев Улахан и М. и В. Холбагоох и по левобережью Идлома на юге района. В небольших количествах они встречаются почти повсеместно. Для белых гранитов характерны те же формы тел, что и для красных, т. е. они образуют пластовые жилы и неправильные, но согласные тела.

Белые граниты часто образуют разности, содержание включений крупных зерен красного альмандина или хорошо образованных крупных (до 0,5—1 см) зерен зеленого диопсида, замещающих ими из вмещающих пород.

Так граниты с диопсидом всегда встречаются в инъекциях, пронизывающих диопсидовые гнейсы или калдыфиры. Белые граниты с гранатом встречаются в связи с биотито-гранатовыми гнейсами, хотя следует отметить, что в описываемом районе белые граниты с гранатами встречаются чаще, чем гранатовые гнейсы, что, возможно, объясняется метасоматическим происхождением этих гранитов за счет биотит-гранатовых гнейсов.

В состав белых гранитов входят плагиоклаз в количестве от 20 до 35%, микроклин 30—35%, кварц 30—40%. Акцессорные — апатит и циркон — встречаются в виде единичных зерен, хотя содержание апатита иногда возрастает до 1—2%. Магнетит встречается очень редко.

Белые аляскинты обычно представляют собой крупно- и среднезернистые породы (размеры зерен от 0,3 до 1 см для среднезернистых и от 1 до 5 см для крупнозернистых) массивной, реже гнейсовидной текстуры. В отличие от красных аляскинтовых гранитов, белые граниты довольно часто обладают гипидиоморфно-зернистой структурой, с ясно заметным идиоморфизмом зерен плагиоклаза по отношению к другим минералам. Однако очень часто указанная структура нарушена катаклазом и является бластогранитовой. Плагиоклаз белых гранитов более основной, принадлежит олигоклазу № 20 до № 30, более свежий, чем в красных гранитах.

Микроклин такой же, как и в красных гранитах, свежий с хорошо заметной решеткой, вместе с кварцем он образует то крупные зерна, то агрегат мелких зерен, заполняющих промежутки между более крупными зернами.

Приуроченность белых гранитов к областям распространения карбонатных пород позволяет нам присоединиться к мнению Д. С. Коржинского о том, что белые граниты являются обеспеченными разностями красных аляскинтовых гранитов. Небольшое отклонение от аляскинтового состава, выраженное в наличии более основного плагиоклаза (№ 20—30), может быть объяснено контактной эрозией гранитов в результате ассимиляции ими карбонатных пород.

Несколько особое положение занимают белые крупнозерни-

стые биотитовые плагнопегматиты. Эти породы встречены неоднократно на береговых обрывах р. Идлом в виде мощных жил (от 1 до 10—30 м), прорывающих гнейсы и кристаллические сланцы. По составу и внешнему облику эти породы представляют собой крупнозернистые образования, часто порфиroidные, состоящие из крупных (до 1—2 см) зерен плагиоклаза, крупных (до 1 см) листочков биотита, облегающих зерна плагиоклаза, и кварца, заполняющего промежутки между другими зернами. В очень незначительных количествах присутствует микроклин (2—5%) очень свежий, резко ксеноморфный, заполняющий мелкие промежутки между другими зернами.

Характерным для этих пород является наличие среди акцессориев ортита в виде идиоморфных, довольно крупных зерен. Кроме ортита, всегда присутствуют апатит и цирконит.

Соотношение этих пород с красными и белыми гранитами и мигматитами неясно, так как они ни разу не были встречены совместно.

Считать эти пегматиты сопровождающими белые граниты не позволяет их исключительно плагиоклазовый состав.

Наличие в плагнопегматитах ортита, являющегося, как известно по литературным данным, характерным акцессорием для протерозойских гранитов, для которых характерен также существенно плагиоклазовый состав, позволяет предположить, что плагнопегматиты являются производными протерозойских гранитов.

Вероятность этого предположения подтверждается тем, что в смежных к востоку районах (лист О-53) работами Алданской экспедиции ВАГТА отмечаются значительные поля развития протерозойских гранитов и их мигматитов.

**Кварцевые диабазы.** Эти породы образуют дайки и жилы мощностью от 1—2 до 20—30 м. Обычно жилы приурочены к зонам разлома, и часто сами также раздроблены и превращены в мигматиты с обильными зеркалами сколжения. Простирания наблюдавшихся жил различны, и по склудным наблюдениям нельзя сделать вывод о какой-либо закономерности. В описываемом районе жилы диабазы встречены только среди архейских пород. В области распространения синийских и кембрийских отложений жилы диабазов нами не наблюдались, хотя в смежном районе (лист О-52-XXXXVI) развалы диабазов были встречены среди и этих пород, что, быть может, указывает на посткембрийский возраст диабазов. Имеются также неоднократные упоминания в литературе о том, что диабазы прорывают кембрийские отложения.

Так как эти диабазы имеют весьма характерные по структуре и составу черты и легко распознаются и сопоставляются между собой, то на основании полной аналогии отмеченных нами диабазов с описанными в литературе, мы относим их к палеозойскому магматизму.

Кварцевые диабазы — это темно-зеленые, почти черные, массивные, мелко-, реже среднезернистые, породы, состоящие из плагиоклаз-лабрадора — 50—60%, авгита 35—45%, ильменита 5—10%, кварца от 2 до 10% и ортоклаза 2—5%. Структура пород диабазовая, микродиабазовая и для мелкозернистых, кажущихся макроскопически сливными, микрооливеритовая. Встречаются как свежие, так и сильно измененные разновидности. Изменяются как свежие, так и сильно измененные разновидности, причем изменяются и плагиоклазы и пироксен. Плагиоклаз № 50—55 иногда до № 60 образует длинные идиоморфные лейциты размером до 1—2 мм в среднезернистых и до 0,5 мм в мелкозернистых разновидностях. Часто плагиоклазы буроватые от тонкораспыленной в них рудной пыли. Иногда в плагиоклазах отмечается зональность с постепенным возрастанием основности к центру кристаллов. В измененных диабазах плагиоклазы сосорицитизированы, иногда по ним развивается кальцит.

Авгит образует изометричные зерна, занимающие промежутки между лейцитами плагиоклазов. Август в шлифе обычно бесцветный или буроватый, со слабо заметным плеохроизмом;  $c:Ng=45-48^\circ$ . Иногда в авгите отмечается дидимитовая отдельность. Вокруг авгита довольно часто наблюдаются каемки темно- или светло-зеленого амфибола. В измененных разновидностях авгит разложен с образованием мутно-зеленого агрегата хлорита, кальцита и магнетита.

Ильменит образует удлиненные идиоморфные и неправильные зерна в сростании с авгитом. Часто по ильмениту развит лейкоксен, а в измененных разновидностях лейкоксен замещает ильменит полностью с образованием характерных реликтовых реликток.

Кварц и ортоклаз образуют чрезвычайно характерные для этих пород микропегматитовые прорастания, развивающиеся в виде каемок вокруг зерен плагиоклаза или в тонких угловатых промежутках между зернами плагиоклаза.

При изменении породы они остаются обычно свежими, иногда наблюдается помутнение и побурение (пелитизация) ортоклаза. **Кератофиры** — красные порфирные породы, содержащие во вмещающих лейцитах щелочного полевого шпата, биотита и пироксена. Основная масса состоит из микролитов щелочного полевого шпата (альбита и ортоклаза), порфирных в стекле. Они всегда сильно изменены, вмещающие и основная масса их мутны, окрашены в бурый цвет, биотит и пироксен сильно разложены.

Кератофиры в виде жилок мощностью 30—40 см встречены неоднократно в зонах дробления архейских пород вокруг ореола метасоматических пород арбарастахского комплекса.

Контакты этих пород с кальцифирами куренской свиты и гнейсами кюриканской свиты — резкие.

Возрастное положение кератофиров неясно, пространственная связь их с арбарастахским комплексом и щелочной характер, по-

зволяют предположить их генетическую связь; возможно, также, что они являются возрастными аналогами покровов кератофиров, описываемых в работе А. В. Матвеева и П. Д. Шкляева и В. А. Кузьмичева, относимых ими к низам синийских отложений.

#### Комплекс мезозойских ультраосновных и щелочных интрузий

Эти породы встречены в верховьях рч. Арбарастах на площади в 36 км<sup>2</sup>, где они образуют сложный массив ультраосновных и щелочных пород, прорывающих комплекс архейских пород с образованием в них по контакту ореола метасоматически измененных фенитизированных пород. В плане массив имеет форму круга с грубоконцентрическим строением. Центральная часть массива сложена пироксенитами, периферия — гемами ийолит-мельтейгитов и нефелиновых сиенитов, расположенными в кольце фенитов.

Пироксениты являются наиболее древними, они занимают площадь диаметром в 4 км; с юго-востока они окаймлены дугообразной полосой ийолит-мельтейгитов, с которыми они дают как резкие, так и постепенные контакты, с переходом от ийолитов, через мельтейгиты и нефелин, содержащие пироксениты, к пироксенитам. Местами наблюдаются рвущие апофизы и жилы ийолитов.

Из-за плохой обнаженности и отсутствия хороших коренных обнажений пироксенитов не удается наблюдать непосредственных контактов пироксенитов с вмещающими породами; в основном они окаймлены фенитами и фенитизированными образованиями очень изменчивого состава. По кольцевой зоне фенитов, в некотором удалении от контакта с пироксенитами, располагаются мелкие тела, объединенные в группу нефелиновых сиенитов. Среди них можно выделить сиениты, миаскиты, нефелиновые мондониты. Преобладающее развитие имеют канкринитовые сиениты.

Обычно все эти разновидности встречаются в пределах одного и того же тела с постепенными переходами от одних к другим. Непосредственных контактов вышеуказанных сиенитов с пироксенитами не наблюдалось, но на основании того, что жилы отшелелены сиенитов (тингуайты) секут как пироксениты, так и ийолит-мельтейгиты, сиениты могут считаться более молодыми.

Интрузия ультраосновных и щелочных пород сопровождается значительным количеством жильных образований, внедрившихся по кольцевым и радиальным трещинам в массиве пироксенитов и по зонам дробления в архейских породах. Реже наблюдаются жилы среди нефелиновых сиенитов и ийолит-мельтейгитов.

К породам жильной серии относятся: кимберлиты, ийолит-уртиты, тингуайты, кератофиры, карбонатиты, жилы магнетита,

апатита и флогопита. Наиболее древними являются, вероятно, кимберлиты, встречаемые в пироксенитах и в карбонатах. Затем, вероятно, следуют ийолит-уртиты, залегающие в пироксенитах и ийолит-мельтейгитах. Тинтуиты прорывают весь комплекс интрузивных пород вплоть до нефелиновых сиенитов. Жилы кератофилов встречаются только во вмещающем архейском комплексе, их возрастное положение остается неясным. Карбонаты прорывают все вышеперечисленные жильные образования и секутся самыми молодыми жилами апатита, магнетита и флогопита, образование которых уже относится к гидротермальной фазе.

**Пироксениты** ( $\sigma Mz$ ) — темно-зеленые и фиштакково-зеленые крупно- иногда гнаноозернистые (зерна до 5—10 см) породы массивной текстуры. Они состоят из пироксен-диопсида и эгирин-диопсида (60—90%), биотита и флогопита (1—10%), магнетита и титаномагнетита (5—30) и акцессорных — апатита и сфена. По содержанию в породах рудных минералов можно выделить обогащенные ими породы — «рудные пироксениты», в которых количество рудных более 30% и достигает местами 60%. «Рудные пироксениты» вытнуты полосой северо-западного простирания через весь массив пироксенитов. Магнетит и титаномагнетит образуют неравномерную вырпалленность мелких (0,5 мм) и крупных (до 1 см) зерен, зернистые скопления и шпильные выделения размером до 15—60 см.

В пироксенитах очень сильно развиты постмагматические изменения, выражающиеся в образовании слюдястых разновидностей, в которых содержание биотит-флогопита достигает 30—40%, а иногда встречаются в зонах трещиноватости, участки почти мономинеральных слюдястых пород — слюдитов. Наряду со слюдой в постмагматически измененных пироксенитах обычно наблюдаются новообразования апатита, сфена, роговой обманки, тремолита, сульфидов железа, часто встречаются хондролит и перовскит.

Структура неизмененных пироксенитов панидиморфнозернистая с хорошо образованными столбчатыми кристаллами диопсида размером от 0,2 до 5—10 см. «Рудные пироксениты» часто имеют сидеронитовую структуру, реже аллотриоморфнозернистую.

Из-за плохой обнаженности изменения на контактах пироксенитов с вмещающими породами неясны. Значительные изменения в пироксенитах наблюдаются на контакте с карбонатами, выраженные в обогащении пироксенитов кальцитом, в развитии по контакту слюдястых флогопитовых оторочек, в обогащении пироксенитов апатитом, сфеном, пироксидом и перовскитом.

**Ийолит-мельтейгиты** ( $\epsilon Mz$ ). В породах, вошедших в эту группу, по количеству соотношению темно-цветных и светло-окрашенных минералов, можно выделить ийолиты, мельтейгиты и уртиты, связанные между собой постепенными переходами.

Среди них наибольшим распространением пользуются ийолиты, а уртиты и мельтейгиты занимают резко подчиненное положение. Это породы мелко- и среднезернистые, темно-серые (ийолиты), почти черные (мельтейгиты), серые и светло-серые (уртиты), состоят из пироксена, нефелина и канкринита в разных количествах соотношениях; всегда в них присутствуют акцессорные минералы — сфен, апатит, кальцит, изредка единичные зерна циркона и пироксидора. Довольно часто отмечаются слюдястые разности с содержанием флогопита до 10% и более. Довольно часто присутствует амфибол.

Структура пород гнидиморфнозернистая с короткостолбчатыми зернами пятнисто-зеленого эгирин-диопсида (авгита?), изометричными зернами нефелина и шествоватыми и неправильными зернами канкринита, заполняющего обычно промежутки между другими зернами.

**Нефелиновые сиениты** ( $\epsilon Mz$ ) — мелко-, средне- и крупнозернистые породы серого цвета. Довольно часто на общем средне- или мелкозернистом фоне выделяются хорошо образованные удлиненные зерна (лейсты) полевых шпатов. Нефелиновые сиениты состоят из полевых шпатов — микроклина и альбита, канкринита, нефелина и небольшого количества цветных минералов — пироксена и слюды; из акцессорных всегда встречаются пиркон, пироксидор, апатит, изредка флюорит.

Все эти компоненты сильно варьируют по содержанию, и по составу в этих породах, как указывалось выше, можно выделить ряд разновидностей: собственно нефелиновые сиениты, канкринитовые сиениты, отличающиеся преобладанием канкринита, миксикиты и нефелиновые мондониты, отличающиеся большим содержанием микроклина. Все они связаны постепенными переходами.

Указанные породы обладают призматически-зернистой, иногда бostonитовой, структурами, обусловленными наличием хорошо образованных лейст полевых шпатов, удлиненными призматическими зернами канкринита и короткостолбчатыми зернами пироксена.

Довольно часто наблюдается порфириовидная структура благодаря наличию более крупных, чем остальные минералы, лейст полевых шпатов.

Для всех разновидностей нефелиновых сиенитов характерно наличие крупных до 3—5 мм зерен циркона, хорошо образованных и окрашенных в густо-бурый цвет. С цирконом совместно обычно встречаются единичные зерна пироксидора.

Контакты этих пород с вмещающими породами удаются наблюдать очень редко, из-за плохой обнаженности. В кт. Северном, где установлен их контакт с вмещающими архейскими кальцифирами, наблюдается развитие в последних зерен нефелина, а сиениты в контакте более мелкозернисты и обогащены кальцитом.

**Кимберлиты.** Три небольших жилы кимберлитов встречаются на правом берегу кл. Лагерного. Две из них секут пироксениты, третья сечет архейские кальцифиры. Мощность жил от 12 до 30 см, от них отходят более мелкие тонкие прожилки того же состава. Все жилы имеют широтное простирание и прослеживаются на 10—30 м.

Кимберлиты образуют очень резкие контакты с вмещающими породами, в забьандах наблюдается некоторое обогащение кальцитом.

Кимберлиты — это темно-серые, почти черные, плотные тяжелые породы, на общем тонкозернистом фоне которых отчетливо выделяются изометричные зеленые зерна оливина, мелкие листочки светло-бурого флогопита и короткостолбчатые кристаллы темного пироксена.

Структура пород порфиroidная. Вкрапленники представляют зернами серпентинизированного оливина и флогопита, основная масса — микрозернистая, состоит из карбонатов, серпентина, рудного минерала и мелких листочков флогопита. Изредка встречаются мелкие зерна пироксена.

**Ийолит-уртиты.** Жилы ийолит-уртитов залегают в пироксенитах и ийолит-мельтегитах, а также, по-видимому, в архейских породах, среди которых были встречены развалы ийолит-уртитов. Жилы имеют очень резкие контакты с вмещающими породами, с обогащением последних нефелином по контакту. Мощности жил незначительны от 0,1—0,5 м, очень редко 1—2 м.

Ийолит-уртиты представляются в виде серых и светло-серых мелкозернистых равномернозернистых пород, состоящих из нефелина и канкринита с небольшим количеством эприин-авгита и биогита. Из акцессорных всегда присутствуют сфен, апатит, магнетит, редко циркон и пироксид.

**Тингуаиты.** Жилы тингуаитов широко распространены и встречаются как в интрузивных, так и в метасоматических измененных фенитизированных архейских породах. Мощность жил чаще всего измеряется единицами метров, иногда менее метра; протяженность жил — десятки и очень редко сотни метров. Очень редко встречаются более крупные жилы, мощность которых достигает нескольких десятков метров, а протяженность сотен метров. Контакты жил с вмещающими породами резкие, по контактам во вмещающих породах отмечается образование толевых шпатов и нефелина.

Тингуаиты — это плотные буроватые порфировые породы, в которых в афанитовой основной массе четко выделяются лейсты полевого шпата, квадратные и шестигранные таблитчатые зерна нефелина, и столбчатые зерна зеленого пироксена. Реже можно заметить неправильные или удлиненные зерна канкринита.

Основная масса в тингуаитах имеет микролитовую структуру и состоит из микролитов щелочного полевого шпата и ийолеч эгипина.

Пироксен вкрапленников представлен также эприном и реже зональным эприин-авгитом.

Нефелин в большой мере замещен канкринитом, образующим псевдоморфозы по изометричным зернам нефелина или, очень редко, удлиненные зерна.

Тингуаиты в жилах, залегающих в фенитизированных породах, сильно изменены, альбитизированы и карбонатизированы и обычно имеют зеленовато-серый цвет.

Калиевый полевой шпат вкрапленников в значительной степени замещен альбитом, образующим иногда и самостоятельные удлиненные призматические зерна. Нефелин сильно замещен канкринитом. Во вкрапленниках встречается бурый биогит. В основной массе также отмечается интенсивная альбитизация калиевого полевого шпата и появление мелких лейсточек альбита.

Из акцессорных минералов как в измененных, так и неизмененных тингуаитах постоянно присутствуют апатит, сфен, магнетит, пироксид и изредка циркон.

**Карбонаты.** К карбонатам отнесены эндогенные карбонатные породы, несущие специфическую минерализацию и генетические связи с комплексом ультраосновных и щелочных пород.

Карбонаты образуют жилы и тела неправильной формы, мощность их различна, от сантиметров до десятков и реже сотен метров. Встречаются также участки очень интенсивного развития — карбонатных жил и тел, которые выделяются на карте как поля развития карбонатов.

Карбонаты залегают главным образом в пироксенитах, редко в нефелиновых сенистах, возможно, что тела их имеются и в зоне фенитизированных пород, но так как архейские кальцифиры в этой зоне в результате метасоматоза получают больше сходство с карбонатами, выделение последних является очень трудным и весьма условным.

Контакты карбонатов с пироксенитами и нефелиновыми сенистами очень резкие и обычно выражены флогопитизированными породами.

По количественным соотношениям главных пороодообразующих минералов в сильно минерализованных карбонатах могут быть выделены апатит-магнетитовые, флогопит-магнетитовые и хондролит-апатитовые разновидности, а также ряд других, менее распространенных. Содержание основных компонентов варьирует от 10—20 до 50—60%. Текстура пород обычно массивная, иногда полосчатая, структура мелко-, средне- и крупнозернистая равномернозернистая.

Апатит в карбонатах образует мелкозернистые скопления и крупные до 3—5 см игольчатые кристаллы, часто радиальнолучистые. Цвет его зеленый и светло-зеленый.



Магнетит и титаномagnetит имеют те же формы и характер выделения, что и в пироксенитах. Содержание их достигает 30—50%.

Флогопит образует обычно скопления мелких чешуек, рассеянных в породе очень неравномерно. Наряду с флогопитом тела и жилы карбонатитов в разной степени минерализованы. Наиболее минерализованными являются карбонатиты, расположенные в толще рудных пироксенитов. Здесь отмечается преобладающее северо-западное простирание жил карбонатитов, вдоль этой полосы. В остальных местах маломинерализованные карбонатиты имеют северо-восточное простирание.

Минерализация кальцифиров скаывается в наличии флогопита, магнетита, апатита, хондродита, встречающихся в значительном количестве, как породообразующие минералы наряду с карбонатами.

В небольших количествах в виде примесей в них встречаются полевые шпаты, нефелин, эгирин и эгирин-диопсид, тремолит и актинолит, серпентин, сфен, циркон, ильменит, рутил, баддеleit, пирит, пирротин, халькопирит, блеклые руды, малахит, азурит, пиррохор, дизанолит, флюорит, марказит и сидерит.

Основным породообразующим минералом является кальцит, наряду с которым встречаются доломит и марнезит. Часто встречается биотит, отличающийся более густой бурой окраской. Хондролит весьма тесно связан с магнетитом, образуя в бортовых магнетитом участках сплошные скопления бурых зерен; в остальной массе карбонатитов он встречается в виде неравномерно рассеянной вкрапленности.

Остальные, перечисленные выше минералы содержатся в карбонатитах в незначительных количествах.

### ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Магнетитовые жилы.** Почти все магнетитовые жилы располагаются среди рудных пироксенитов, реже на контакте последних с карбонатитами. Мощность жил магнетита от 0,1 до 1 м, обычно наряду с магнетитом в них всегда присутствует пироксен, флогопит, хондролит, апатит, иногда оливин и в редких жилах дизанолит.

Контакты жил резкие, но иногда затупшеваются благодаря обильной импрегнации магнетитом, вмещающих пород по залебандам жилы.

**Апатитовые жилы** также приурочены к зоне рудных пироксенитов, в участках, обогащенных слюдой, или в слюдитках. Мощности жил обычно равны 3—5 см. Апатит, слагающий жилы, мелкозернистый, светло-зеленый. Контакты жил резкие с обогащением вмещающих пород апатитом.

### ОРЕОЛ ШЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТОЗА — ФЕНИТЫ И ФЕНИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Как указывалось выше, массив пироксенитов с примыкающими к нему телами ийолит-мельтейнитов, окружен зоной сильно измененных архейских пород (шириной до 1,5 км) с заключенными в них телами нефелиновых сиенитов.

Архейские породы, относящиеся к куренской свите джелтулинской серии, представлены здесь комплексом различных гнейсов и их мигматитов с аляскитовыми гранитами, гранитами и кальцифирами. Количество последних весьма значительно. Все эти породы подверглись шелочному метасоматозу с развитием процессов сиенитизации (фенитизации), которые проявились различно для пород силикатного и карбонатного состава. Кроме того, в описываемой зоне процессы сиенитизации проявились неравномерно — от самых начальных стадий до конечных, — при которых силикатные породы принимают состав близкий нефелиновым сиенитам, а карбонатные — обогащаются фельдшпатами и редкометальной минерализацией.

Эти процессы впервые были описаны Бреггером под названием фенитизации, с образованием в конечной стадии метасоматоза пород — фенитов. Собственно фениты в описываемой зоне имеют небольшое развитие и приурочены к телам нефелиновых сиенитов; преобладают различно измененные фенитизированные породы.

В начальной стадии фенитизации в породах силикатного состава при сохранении гнейсовидной текстуры и вполне различного первичного состава, появляются новообразования шлочных полевых шпатов — альбита и микроклина, шлочных пироксенов и амфиболов, одновременно увеличивается содержание апатита (4—8%) и сфена (1—4%).

В гнейсах видно замещение первичных платинокласов альбитом; пироксены — диопсид, авгит, гиперстен, — патнисто замещаются эгирином с образованием эгирин-диопсида, и эгирин-авгита, кроме того, вокруг цветных минералов развиваются игольчатые шлочные пироксены и амфиболы. Микроклин гранитов также замещается альбитом.

Зерна кварца имеют прихотливые, изъеденные очертания и содержание его значительно уменьшается.

Все первичные минералы имеют несвежий облик, мутны, карбонатизированы, разложены с образованием трудноопределимых мельчайших агрегатов разных минералов. Внешне породы труднее всего отличить от неизменных пород архейского комплекса. Дальнейшие процессы фенитизации ведут к полному исчезновению кварца, к увеличению количества шлочных полевых шпатов, к замене почти всех цветных эгирин-диопсидом, к появлению иногда нефелина и канкринита и к интенсивной карбонатизации пород, но все же, внешне они трудно отличимы от гнейсов и миг-

матитов, сохраняя первичную текстуру и зернистость. При детальном рассмотрении в них видны длинные лейсточки альбита и иголки эгирина.

Собственно фениты — это породы, состоящие из длинных лейст альбита и микроклина (10—80%), небольшого количества незамещенных плагиоклазов ряда олигоклаза, переменного количества фельдшпатидов нефелина и канкринита (5—20%) и цветных, представляющих исключительно щелочными пироксенами, зональным эгирином и эгирин-диопсидом и щелочными амфиболами. Обязательно присутствуют в них апатит (5—10%) и сфен (3—5%).

Фениты несколько лучше отгичаются от архейских пород — это серые и светло-серые мелко-, средне- и реже крупнозернистые породы, часто обладающие пологосчатой текстурой благодаря ориентированному расположению темноцветных минералов. В них видны удлиненные лейсты серого полевого шпата, столбчатые кристаллы и зеленовато-желтого канкринита и иголки и зерна темно-зеленого эгирина.

Необходимо отметить очень своеобразную меланократовую породу, состоящую из 50—70% эгирина, 15—35% полевого шпата, 10—15% кальцита и небольшого количества канкринита, апатита и сфена. Характерна пойкилитовая структура этих пород с идиоморфными шестоватыми кристаллами эгирина, заключенными в зернах полевого шпата. Вероятно, эти породы получились в результате щелочного метасоматоза бескарбидных пород — кристаллических сланцев, амфиболитов и основных или ультраосновных пород, содержащихся в архейском комплексе. Встречаются также менее измененные амфиболиты, в которых видно замещение зерен амфибола и пироксена по трещинкам и по внешней зоне — щелочным сине-зеленым амфиболом.

Карбонатные породы архейского комплекса, имеющие значительное распространение в описываемой кольцевой зоне щелочного метасоматоза, изменены очень сильно, так что в них лишь местами сохранились реликты первичных минеральных ассоциаций, характерных для кальцифилов. Изменения в карбонатных породах (кальцифирах) выразились в частичной или полной перекристаллизации, фельдшпатизации и редкометаллоидной минерализации. Карбонатные породы встречаются повсеместно, слагая пачки с прослоями фенитов и фенитизированных гнейсов и чередуясь с фенитизированными породами.

Наиболее интенсивная фельдшпатизация кальцифилов отмечается на контакте с нефелиновыми сенинитами, где они по составу неотличимы от описанных выше карбонатитов в пироксенитовых массивах. Но от них имеют постепенные и непрерывные переходы к малоизмененным кальцифирам, в которых отмечается появление хорошо образованных крупных кристаллов циркона и пирохлора, и редких зерен нефелина и канкринита; первичные минералы кальцифилов — диопсид, реже серпентин

по оливину и полевые шпаты остаются неизменными. В дальнейшей стадии метасоматоза проявляется обильная минерализация пирохлора; от диопсида, серпентина и других специфических для кальцифилов минералов остаются лишь незначительные реликты.

Эти породы состоят почти исключительно из кальцита (80—85%), небольших количеств фельдшпатидов и заметного простым взглядом пирохлора.

Пирохлор распределен неравномерно — можно отметить его концентрацию вблизи мелких зон дробления в кальцитах. Пирохлор окрашен в густо-бурые тона разных оттенков, зерна его хорошо ограничены и достигают иногда размеров 1—2 мм и более.

В дальнейшей стадии щелочного метасоматоза с увеличением количества нефелина, канкринита и щелочного полевого шпата с приближением пород по составу к карбонатитам, содержание пирохлора не увеличивается, а убывает.

В расположении метасоматически измененных силикатных и карбонатных пород в кольцевой зоне, можно отметить, что наиболее интенсивно измененные метасоматозом породы располагаются по внутренней части зоны и вокруг тел нефелиновых сенинтов, наименее измененные породы располагаются по периферии этой зоны.

## ТЕКТОНИКА

Описываемый район находится в центральной части Алданского щита.

В строении района принимают участие два резко отгичных структурных яруса: нижний, сложенный интенсивно дислоцированными породами архейского кристаллического фундамента и верхний, сложенный пологожежащими слабо метаморфизованными породами синийского и кембрийского возраста, составленными платформенный чехол.

Архейские породы нижнего структурного яруса слагают юго-восточную, наиболее приподнятую часть описываемого района, породы верхнего структурного яруса облекают их поулкольдом с севера, запада и юго-востока, полого падаю, радиально, в стороны от поля развития архейских пород, намечая таким образом сводовый характер поднятия, осложняющего платформенный чехол.

Привлечение материалов по смежным к югу и востоку районам подтверждает наличие сводового поднятия, слегка вытнутого в широтном направлении. Это поднятие названо Идюмо-Хайканским, по названию рек, пересекающих его центральною часть.

В своде Идюмо-Хайканского поднятия сильно развиты проявления дизъюнктивной глыбовой тектоники.

По ряду мощных разломов ядро Идюмо-Хайканского поднятия приподнято над крыльями в виде горста, который разбит

рядом более мелких дизъюнктивных нарушений на серию отдельных разноприподнятых блоков. К одному из участков интенсивных нарушений приурочено внедрение комплекса мезозойских ультраосновных и щелочных интрузий.

### НИЖНИИ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Породы нижнего структурного яруса глубоко метаморфизованы, гранитизированы и сообразны в крутые и сложные изоклинальные складки, осложненные мелкой складчатостью и местами интенсивной плейчатостью.

Простирання метаморфических пород изменяются в пределах северо-восточных азимутов от 10 до 70°, падения архейских пород почти повсеместно северо-западные с углами от 30 до 80°, часто наблюдаются опрокинутые и вертикальные залегания пород.

Расшировка структурных элементов архейского комплекса пород сильно осложнена их метаморфизмом и наличием широких полей мигматитов, изменяющих и затуманивающих характерные черты свит, выделяемых в толще метаморфических пород. Тем не менее, несмотря на столь неблагоприятную обстановку, в структуре архейского комплекса выделяются две синклинали: Идюмская и Улаханская, опрокинутые на северо-запад и выделенные породами куренской свиты джегтулинской серии, и дне антиклинали: Джиндинская и Холбадоохская, опрокинутые на юго-восток и сложные породами кюрканской и верхне-суннагинской свит тимтонской серии. Эти структуры, подчиняясь общим простиранням архейских пород, вытянуты в северо-восточном направлении и на карте выглядят в виде широких изогнутых полог, которые благодаря интенсивной складчатости более высоких порядков и ундуляции шарниров складок имеют сложную и местами неправильную контуры (рис. 3).

Идюмская синкиль протягивается от среднего течения р. Улахан-Кумкуй, через верховья р. Джиендо и рч. Арбарастах на правый берег Идюма, где она скрывается под синийскими отложениями. Ось этой синклинали в верховьях рч. Арбарастах разветвляется, одна ветвь ее сохраняет субмеридиональное направление, вторая отклоняется к северо-востоку. Обе ветви к северу скрываются под синийскими отложениями. Синкиль осложнена более мелкими изоклинальными складками, опрокинутыми на юго-восток. В верховьях рч. Арбарастах и по Идюму выше устья Арбарастаха наблюдаются центральнональные замкнутые синкилинали складок второго порядка, обусловленные каньясинкинали Идюмской синклинали.

Улаханская синкиль располагается в юго-восточном углу описываемой площади. Ось синклинали протягивается в северо-восточном направлении, через верховья рч. Улахан и других правобережных притоков Идюма; северо-западное крыло ее оборвано большим региональным разломом, юго-восточное

крыло расположено за рамкой листа. Она также осложнена мелкой изоклинальной складчатостью, которая иногда отмечается в скальных обнажениях повторением маркирующих слоев мраморов-кальцифиров.

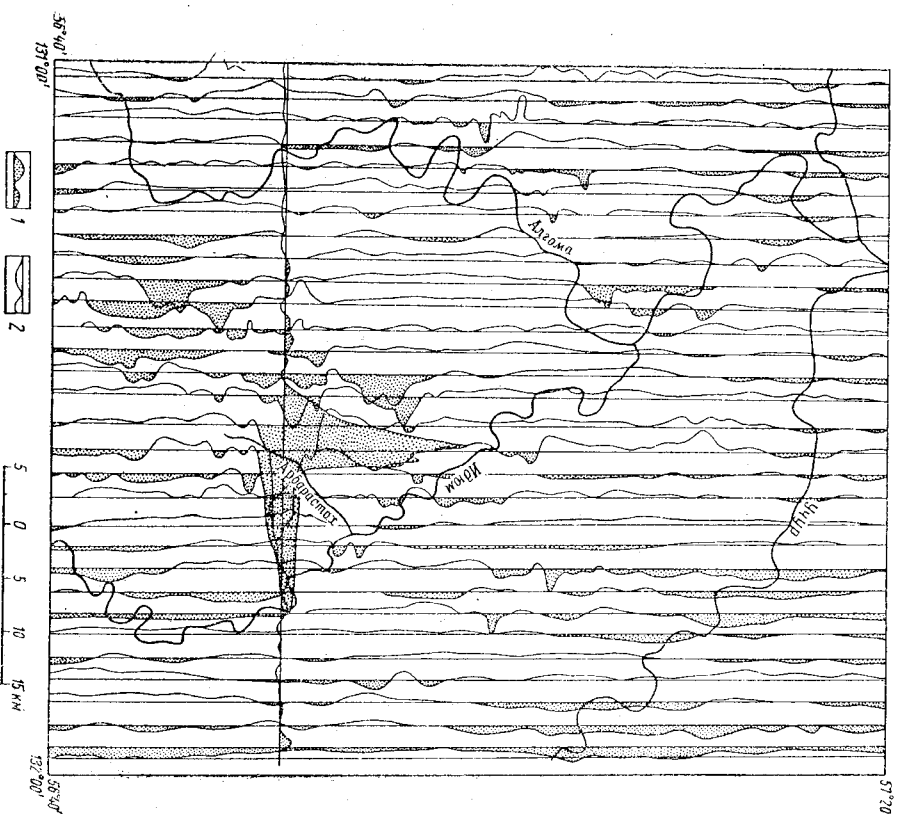


Рис. 3. Карта профилей  
Составил В. А. Дарионов  
1 — пологительные значения Zi; 2 — оргидательные значения Zа

Джиндинская антиклиналь, выступая из под чехла синийских пород, протягивается по долине р. Алгомы, в среднем и нижнем течении р. Джиендо и в низовьях р. Идюм. Ось ее также имеет северо-восточное направление, проходя повсеместно в породах верхнесуннагинской свиты. В низовьях р. Идюм наблюдается заворот простиранний с изменением северо-восточных направлений на северо-западные. Этот поворот с продолжением

северо-западных простираний архея под синийскими отложениями подтверждается также данными аэромагнитной съемки.

Холбогоохская антиклиналь располагается между описанными двумя синклиналиями. Ось антиклинали протягивается от верховьев р. Улахан-Кумкуй на северо-восток в бассейне рч. Холбогоох и того-восточную часть хребта Учуро-Идюмского, уходя далеко за рамки листа. В местах воздымания шарнира складки наблюдаются выходы пород верхнесуннагинской свиты, в местах погружения — породы кюрюканской свиты.

Все описанные структуры имеют сложное строение, обусловленное развитием складок более высоких порядков.

Антиклинали второго порядка подчеркиваются местами наиболее высокими выходами пород верхнесуннагинской свиты, а синклинали — выходами пород кюрюканской свиты среди сплошного поля развития пород кюрюканской свиты.

#### ВЕРХНИИ СТРУКТУРНЫИ ЯРУС

На размытой и пенепленизированной поверхности архейского кристаллического фундамента с резким угловым (до 85°) и азимутальным несогласием лежат синийские отложения, вверх по разрезу трансгрессивно перекрытые кембрийскими отложениями. Они слгают периферические части Идюмо-Хайканского поднятия.

Синийские отложения полого (от 5—7° до 15°) падают в стороны от поля развития архейских пород, а простирания синийских отложений соответственно облекают их планами изгибами.

В связи с этим подшва синийских отложений залегает на различных гипсометрических уровнях (рис. 4). Вблизи выходов архейских пород она находится на абсолютной высоте 1300—1400 м, а в отдельных выходах, сохранившихся на некоторых вершинках в поле развития архея на высоте 1500—1600 м. В долине р. Алгомы подошва синийских отложений залегает уже на 500—600 м, а на севере, в низовьях Идюма — на 400 м.

Далее на север, до границы района, подошва синийских отложений уже не обнажается, но она появляется на территории смежного листа (О-52-XXIV), а также в северо-западном углу данного листа, где на абсолютной отметке 275 м под синийскими отложениями отмечаются выходы архейских пород.

Таким образом, намечается прогиб, осевая часть которого протягивается в северо-восточном направлении, через низовья Алгомы и Тонама и долину Учуро между его притоками Магдаля и Онне. Этот прогиб назван Алгомо-Учурским. Можно предположить, что в этом направлении продолжается погружение кристаллического фундамента, так как в урзах р. Онне и ее притоков на границе листа О-52-XXX с листом О-52-XXIV на абсолютной высоте 400 м залегает уже отложения омахтинской свиты. Учитывая, что мощность тонамской свиты достигает здесь

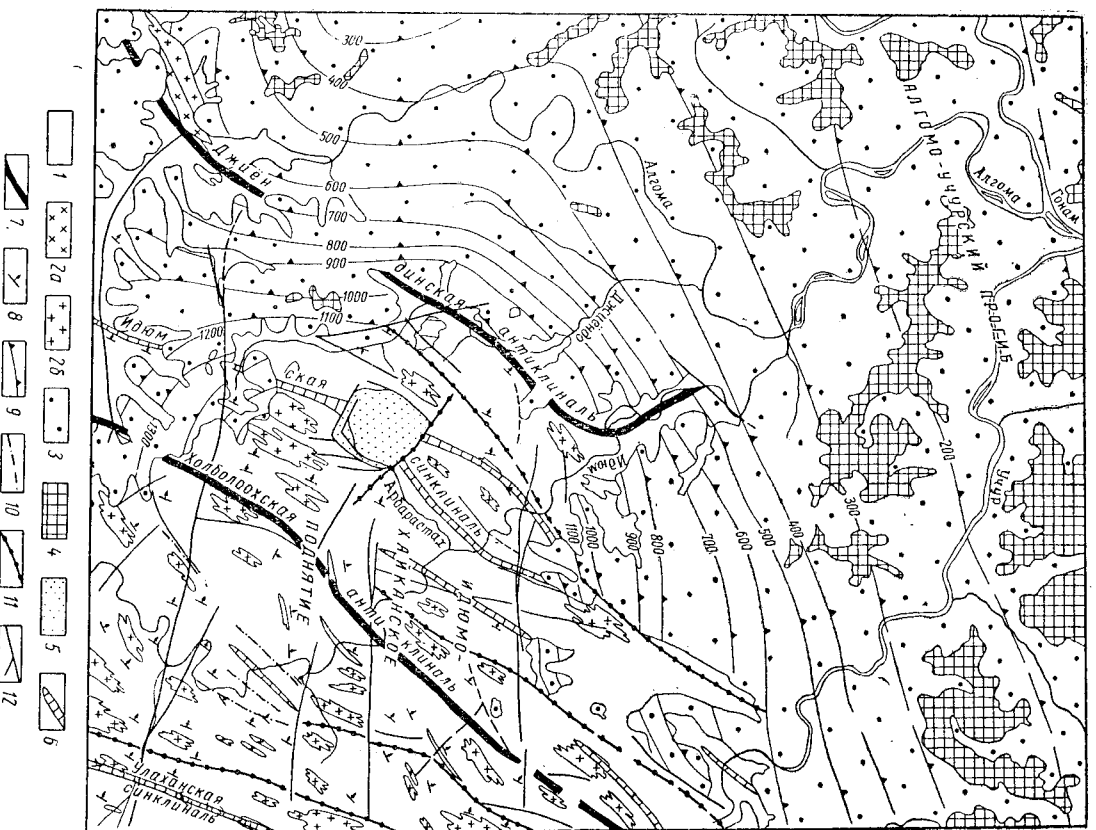


Рис. 4. Схема тектонического строения территории листа О-52-XXX

Составили: Н. Д. Зленко, С. В. Нужнов

Нижний структурный ярус: 1 — область расположения сложногогиброванных метакристаллических пород архейского возраста; 2 — интрузивные тела архейского возраста; 3 — область распространения пологолежащих синийских отложений; 4 — область распространения пологолежащих кембрийских отложений; 5 — область развития мезозойских унаправленных складчатых формаций; 6 — интрузивные тела лавских пород; 7 — интрузивные тела архейских ультраосновных пород; 8 — область развития мезозойских унаправленных складчатых формаций; 9 — преобладающее направление простирания слоев. Структурные элементы лавформы: Идюмо-Хайканское поднятие, Алгомо-Учурский прогиб; 9 — стратологическая подошва синийских отложений (поверхности архейского кристаллического фундамента); 10 — разломы в архее; 11 — разломы доинийского возраста; 12 — разломы последнего возраста.

300—350 м, подолзва синийских отложений должна находиться на абсолютной высоте менее 100 м.

Кембрийские отложения повторяют сводовую структуру синийских отложений, имея падения в тех же азимутах, но с более пологими углами от 2—3 до 5—7°.

Синийские и кембрийские отложения залегают спокойно и, помимо Идюмо-Хайканского поднятия и Алгомо-Учурского прогиба, в них не наблюдается никаких других структурных форм.

#### ДИЗЬОНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Дизьонктивные нарушения особенно сильно затрагивают свод Идюмо-Хайканского поднятия. По сложной системе разломов ядро этого свода приподнято в виде горста над крыльями свода и разбито на мелкие разноприподнятые блоки.

Можно отметить три основных направления разломов — северо-восточные и субмеридиональные, субширотные и северо-западные.

Наибольшее распространение имеют разломы северо-восточного и субмеридионального простирания, сопровождающиеся мощными зонами милонитов. Некоторые из них хорошо выражены в рельефе обрывами и уступами. На аэрофотоснимках эти разломы дешифрируются слабо, так как трудноотличимы от линий простирания слоев. Большинство этих разломов имело сложную и длительную жизнь, видимо, будучи заложеными еще в эпоху формирования архейских структур нижнего структурного яруса и потом неоднократно обновлявшихся.

Разломы древние, но омоложенные, фиксируются по мощным зонам окварцованных милонитов и катаклазитов в архейских породах, в рельефе они не видны.

Разломы, неоднократно подновлявшиеся, фиксируются по уступам в рельефе, по зонам милонитов, в которых, помимо окварцевания, отмечаются эпидотизация и хлоритизация, иногда ожелезнение, и обильные зеркала скольжения. Эти разломы разделяют синийские и кембрийские отложения, иногда можно определить и амплитуды этих смещений, достигающие 200—500 м.

Наклон плоскостей сместителя обычно очень крутой, близкий к вертикальному с падением к северо-западу. Обычно указанные разломы имеют характер взбросов и сбросов с увеличением амплитуды к центру Идюмо-Хайканского поднятия.

Наиболее значительным из числа этих нарушений является разлом в юго-восточном углу описываемой площади; по этому разлому соприкасаются породы разных сит—куренской и юриканской. Этот разлом прослеживается на значительном расстоянии в обе стороны за пределами района и к юго-западу смещает юрские отложения. Кроме того, отмечается еще ряд разломов, пересекающих почти всю площадь развития архейских пород.

Разломы субширотного направления также очень многочисленны, наиболее крупные из них пересекают почти всю площадь

развития архейских пород и постепенно загущают в синийских отложениях.

Эти разломы хорошо дешифрируются и довольно хорошо видны на местности; часто к ним приурочены долины рек и ручьев (р. Улахан). Они сопровождаются зонами катаклазитов и милонитов, а также участками тектонических брекчий, сравнительно плохо цементированных. Они также имеют характер крутых взбросов и сбросов. Амплитуды этих разломов, определяемые по смещению синийских отложений, достигают 50, в некоторых случаях 300 м. Эти разломы часто смещают разломы северо-восточного простирания.

Разломы субширотного направления в смежных к западу районах имеют очень большое значение в формировании молодых послеюрских дизьонктивных структур — депрессий и грабенов. В описываемом районе они также имеют облик наиболее молодых нарушений, обусловивших современный горный рельеф.

Разломы северо-западного простирания значительно меньше развиты и не имеют регионального характера. Разлом, проходящий вдоль долины р. Джияндо, смещает синийские отложения, амплитуда его здесь определяется в 200—300 м. Этот разлом хорошо дешифрируется в виде заметного на местности уступа, между архейскими и синийскими отложениями. Он сопровождается милонитами и обильными зеркалами скольжения. К югу и к северу указанный разлом постепенно загущает. По времени образования он может быть отнесен к молодым, вероятно, также послелеурским.

Остальные разломы северо-западного направления выражены не так резко и прослеживаются обычно лишь на небольших протяжениях. К некоторым из них приурочены жилы кварцевых диабазов. В рельефе они иногда выражены хорошо и дешифрируются по аэрофотоснимкам, иногда же имеют, по-видимому, характер древних неомоложенных разломов, так как отмечаются только по зонам окварцованных катаклазитов и милонитов. Вероятно, в этой системе разломов имеются разновозрастные нарушения. Для них также характерны крутые наклоны плоскостей сместителя.

К местам пересечения разрывных нарушений приурочено проявление магматической деятельности, создавшей комплекс весьма своеобразных ультраосновных и щелочных пород.

Большинство разломов, нанесенных на карту, подтверждается данными аэромарнитной съемки. На магнитной карте они фиксируются в виде ряда мелких аномалий или отдельных разрозненных максимумов. Разломы северо-восточного простирания отмечаются данными магнитной съемки и под нарушенным покровом синийских отложений в юго-западной части описываемого листа. Эти данные подтверждают древний характер заложения разломов этого направления.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

### ПЕРВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

В геологическом развитии описываемой территории можно выделить два основных этапа: допротерозойский этап геосинклинального развития, завершающийся консолидацией архейского фундамента, и этап платформенного развития, продолжающийся от протерозоя до настоящего времени.

Историю формирования района в архейское время можно представить себе как единый цикл накопления очень мощных толщ осадочных и вулканогенных пород в условиях обширного геосинклинального бассейна. Последний существовал, по-видимому, непрерывно, что вытекает из факта согласного залегания всей архейской толщи и постепенных переходов между свитами этой толщи.

В условиях непрерывного прогибания происходило образование песчано-глинистых, карбонатных и вулканогенных отложений с синхронным проявлением магматогенной деятельности в виде пластовых интрузий основного и ультраосновного состава.

Можно предполагать, что первоначально песчано-глинистая толща, превратившаяся впоследствии в довольно однородную верхнесуннитинскую свиту, образовалась в сравнительно стабильных условиях мелководного бассейна.

Частое переслаивание песчано-глинистых и вулканогенных (эффузивных) образований, обусловивших пестрый характер юриканской свиты, происходило, видимо, в условиях очень подвижного, неустойчивого режима также мелководного бассейна.

Наличие мощных пластов мраморов в составе куренской свиты говорит о некоторой стабилизации морского режима, вероятно, вызванного увеличением трансрессии.

В последующее время весь комплекс осадков, накопившихся в геосинклинальной области, подвергается воздействию интенсивных складчатых движений, создающих систему узких опрокинутых на юго-восток складок северо-восточного простирания. Складчатые процессы сопровождались внедрением огромных масс гранитной магмы, активно воздействовавшей на вмещающие ее породы, интрузируя и мигматизируя их, и образуя отдельные массивы, в общем согласные со складчатостью.

В результате этих процессов первичноосадочные и вулканогенные толщи архейских образований приобретают облик глобо метаморфизованных кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов и амфиболитов. Завершением формирования складчатых структур архейского фундамента заканчивается этап геосинклинального развития.

### ВТОРОЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

В постархейское время описываемая территория вместе с территорией всего Алданского щита испытывает поднятие, выходит на дневную поверхность и в течение длительного (до синийского) континентального периода подвергается размыву, завершающемуся превращением поверхности всего щита в пенеплен.

Протерозойская оротения сказалась в описываемом районе, видимо, лишь серией глубоких и мелких разломов нескольких направлений. В синийское время описываемый район испытывает погружение и захватывается обширной синийской трансрессией. Вся описываемая площадь оказывается покрытой мелководным морским бассейном.

В карбонатно-песчанистых тонкостенных отложениях этого бассейна отмечается хорошо выраженная косяя слоистость, значки волновой ряби, трещины усыхания на плоскостях напластования и псевдоморфозы каменной соли. Все это говорит о чрезвычайной мелководности дна бассейна. Характерно также для описываемого бассейна обилие строматолитов и доломитовый состав карбонатных осадков.

На фоне общего погружения описываемого района в синийское время в его юго-восточной части развиваются относительно восходящие движения. Мощности всех свит синийских отложений пропорционально уменьшаются (до 400 м) в сводовых частях Идомо-Хайканского поднятия и вырастают к местам наибольшего погружения архейского кристаллического фундамента, достигая максимальных величин (750 м) в Алгомо-Учурском прогибе.

Тесная связь изменения мощностей синийских отложений с их структурным положением указывает на воздымание свода Идомо-Хайканского поднятия во время образования синийских отложений, что подтверждается обеспечиванием карбонатной омахтинской свиты в присводовых частях (см. рис. 2). Однако, более резкий характер изменения мощностей гонамской свиты (от 200 до 350 м) по сравнению с омахтинской свитой (150—200 м) позволяет предположить возможность существования вразноного (неровного) рельефа поверхности пород фундамента, образовавшегося в досинийское время.

Этот рельеф был с niveлирован осадками низов гонамской свиты, и в дальнейшем шло образование пологого сводового поднятия (антеклизы), что и находило свое выражение в закономерных изменениях мощностей омахтинской свиты и всего комплекса синийских отложений. После отложения омахтинской свиты, возможно, наступил перерыв в осадконакоплении, так как отложения синийской свиты в районах к востоку от описываемой территории залегают трансрессивно на различных свитах си-

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

нийского комплекса и непосредственно на архейских образованиях. В описываемом районе явного несогласия на границе омахинской и эннинской свит не наблюдается; имеются лишь косвенные указания на этот перерыв в виде гравелистов, содержащихся в основании эннинской свиты.

К концу синийского времени описываемый район испытывает снова поднятие и, вероятно, в течение некоторого времени полностью выходит из-под уровня моря.

В начале кембрийского периода отрицательные движения приводят снова к морской трансгрессии. Осадки нижнекембрийского моря ложатся на разные горизонты эннинской свиты с конгломератами и гравелитами в основании. В этом морском бассейне отлагаются карбонатные, существенно доломитовые осадки, гораздо реже кремнистые. Отсутствие изменения мощностей, постоянство фаций, указывают на спокойный тектонический режим и большую глубину кембрийского моря, которое относится, вероятно, к типу широких шельфовых бассейнов.

Палеозойские (каледонские и варисские) тектонические движения выразились в омоложении древних и, вероятно, в заложении новых разломов северо-восточного и северо-западного направления, по которым произошло внедрение даек кварцевых диабазов. Ход развития Алданского шита от конца кембрийского периода до юрского остается неясным, известно лишь, что все это время он существует как платформа.

Осадки юрских эпиконтинентальных бассейнов в описываемом районе также отсутствуют.

Мезозойский оротенический цикл, очень напряженный в области Станового хребта и хребта Кет-Кап, в описываемом районе проявился выдвиганием сводового Идумо-Хайканского поднятия, осложненного затем сериями крупных и мелких ступенчатых взбросов и сбросов, разбивших ряд на ряд разнорядных блоков. Разрывные дислокации часто наследуют древние зоны нарушений северо-восточного простирания и закладываются заново главным образом по субширотным направлениям. Разломы имеют характер сбросо-сдвигов с общим движением масс с северо-запада на юго-восток.

К этой фазе орогенеза относятся, вероятно, внедрение арбарастанского комплекса ультраосновных и щелочных интрузий, приуроченное к опущенному блоку на стыке нескольких разломов разных направлений.

Дальнейшая история развития района остается неясной, ввиду отсутствия каких-либо характеризирующих ее следов. По-видимому, развитие района шло по линии общего дифференциального воздымания, с мощным развитием эрозивно-денудационных процессов, обнаживших глубокие горизонты земной коры.

Современный геоморфологический облик района обусловлен мощными дифференцированными движениями в основном поднятие. На приподнятых на неодинаковую высоту участках рельефа сказывалось воздействие формирующих рельеф экзогенных процессов.

Из процессов денудации самым деятельным является морозное выветривание, обуславливающее почти повсеместное развитие каменных россыпей, а также солифлюкционные процессы.

Аккумулятивные процессы играют незначительную роль в формировании рельефа. Большую роль в формировании рельефа сыграл также состав пород, на котором различно отражалось влияние экзогенных процессов.

В результате сложных блоковых движений и денудационной обработки блоков образовался современный рельеф, описание которого приводится по следующим его типам:

- 1) среднегорный денудационно-эрозийный рельеф, развитый в центре сводового поднятия на породах архейского метаморфического комплекса;
- 2) среднегорный эрозивно-денудационный рельеф, развитый на периферии сводового поднятия на породах архей и синий;
- 3) среднегорный эрозивно-денудационный рельеф, развитый на периферии сводового поднятия на синийских и кембрийских породах;
- 4) эрозивно-аккумулятивный рельеф, развитый по долинам крупных и мелких рек.

1. Среднегорный денудационный рельеф занимает юго-восточную четверть описываемой территории. По характеру водораздельных пространств в нем можно выделить два следующих подтипа: первый характеризуется интенсивным расчленением, преобладающими водоразделами и У-образными долинами рек; второй характеризуется интенсивным расчленением, У-образными долинами рек и относительно выположенными водоразделами. Относительные превышения достигают 900—1000 м. Крутизна склонов 30—35°, продолжный профиль рек не выработан. Склоны покрыты от подножия до вершин кустарниками.

В первом подтипе гребни водоразделов имеют ширину от одного до нескольких десятков метров. Во втором подтипе гребни водоразделов имеют ширину от 10—200 до 200—300 м и представляют собой плоские площадки. Крутизна склонов иногда снижается до 20—25°. Этот рельеф развит только на архейских породах.

2. Среднегорный эрозивно-денудационный тип рельефа развит на породах архей и синий и имеет значительное распространение. Он расположен полукольцом вокруг вышеописанного первого типа рельефа. Глубина расчленения в этом типе рельефа

также значительна: от 700—800 до 1000 м. Крутизна склонов часто достигает 20°, части по склонам сползающие курумы.

Отличительной чертой является наличие широких (до 2—3 км) плосковыпуклых и плоских водоразделов с резким перегибом в крутые склоны. Породы архея обычно слагают только нижнюю часть склонов, чем и обусловлена их крутизна.

Плоские поверхности водоразделов слагаются пологопадающими, почти горизонтально лежащими породами синия.

3. Среднегорный эрозивно-денудационный тип рельефа, развитый на породах синия и кембрия, занимает почти половину описываемой площади северной и западной ее частей. Он имеет много общего с предыдущим типом—такое же глубокое расчленение до 800—1000 м и такую же крутизну склонов,— но меньшие абсолютные отметки. Ширина вершинных водораздельных поверхностей 3—4 км, форма их совершенно плоская, ровная. Эти поверхности представляют собой останцы бронированного горизонта доломитов юдомской свиты. Иногда на плоских поверхностях наблюдается ряд уступов высотой 10—20 м. Эти уступы представляют собой выходы различных пластов доломитов. Бронированные поверхности переходят в склоны водоразделов крутыми, почти отвесными уступами высотой в несколько десятков метров.

4. Эрозивно-аккумулятивный рельеф развит повсеместно по долинам рек и представлен пойменно-террасовым комплексом.

В долинах рек Учур, Тонама и Агтомы он развит наиболее хорошо; здесь он представлен надпойменными террасами и поймой. Вторая надпойменная терраса высотой 10—13 м наблюдается исключительно в долине р. Агтомы, где она сохранилась в виде отдельных, разобщенных между собой останцов. Поверхность террасы ровная, залесенная и заболоченная, слегка наклоненная в сторону реки. Ширина ее не превышает 1 км. Переход от террасы к склонам слабо выражен в рельефе благодаря мощному делювиальному шлейфу.

Бровка террасы хорошо выражена крутым обрывом к реке. Сложена терраса валуново-галечниковым материалом, цементированным песком.

Первая надпойменная терраса прослеживается по всем более или менее крупным водотокам района.

На больших реках высота ее 3—5 м, ширина 1,5—2 км, на малых реках высота 2—3 м, ширина до 0,5 км. Сложена первая надпойменная терраса также валуново-галечниковым материалом с песчаным затоплением.

Поверхность террасы ровная и заболоченная, иногда на ней сохраняются старичьи озера. Бровка хорошо выражена, тыловой шов закрыт делювиальным шлейфом.

Наиболее широкое развитие в районе имеют низкие поймы, а по большим рекам низкие и высокие поймы (до 1—3, реже до 7 м).

Высокие поймы имеют ровную поверхность, густо залесенную, сухую, не заболоченную благодаря хорошему дренажу. Сложены они валуново-галечниковым материалом с крупнозернистым песком.

Низкие поймы, напротив, сильно заболочены, поверхности их носят следы блуждания русел. Ширина их в крупных реках достигает 1 км. Сложены они крупными хорошо окатанными валунами и галькой с песком.

Особый характер имеет долина р. Идум. На большей части своего течения в пределах описываемой площади река не имеет пойменно-террасового комплекса и течет в коренном ложе. То же наблюдается и в верховьях небольших ручьев и ключей.

Историю развития рельефа можно проследить лишь в самых общих чертах и весьма предположительно.

К концу третичного—началу четвертичного периода описываемая территория представляла собой глубоко расчлененное плоскогорье с плоскими вершинами водоразделов, бронированных горизонтом юдомских доломитов, но со слабо развитой речной сетью.

В южной половине описываемой площади абсолютные отметки, видимо, были больше, в связи с развитием здесь сводового поднятия.

Затем страна испытала поднятие в несколько этапов, которыми соответствовал ряд эрозийных циклов. Поднятия были неравномерными: в южной части было значительным, постепенно затихая в северной части. Об этом говорит отсутствие осадочного покрова и выход на поверхность в юго-восточной части листа докембрийского кристаллического фундамента.

В дальнейшем сводовое поднятие было осложнено дифференциальными тектоническими движениями, происходившими по ороложенным и вновь возникающим разломам.

Началось интенсивное углубление долин и расчленение рельефа с преобладанием эрозийной деятельности над денудационной. Тектонические движения положительного знака продолжались, по-видимому, по настоящее время, в результате этого разрушается первая надпойменная терраса и вырабатывается новый террасовый уровень.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В гидрогеологическом отношении описываемая территория совершенно не изучена, так как специальных гидрогеологических наблюдений на ней не проводилось.

Данный раздел написан на основании отдельных наблюдений за источниками и выходами подземных вод, а также на основе анализа литологических и структурных особенностей района. Ученым здесь и данные специального гидрогеологического изучения более западных районов.



На всей описываемой территории развита вечная мерзлота, определяющая в большей мере режим как наземных, так и подземных вод.

Подземные воды в районах развития вечной мерзлоты подразделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Последние два типа вод имеют непромерзающее зеркало вод и выходят на поверхность с небольшим напором. В описываемом районе выходов этих вод на поверхность не наблюдается и поэтому мы ограничиваемся описанием деятельности надмерзлотных вод, являющихся для данного района грунтовыми, так как водоупорным горизонтом для них является поверхность вечной мерзлоты.

Главным источником питания надмерзлотных вод являются атмосферные осадки. Режим надмерзлотных вод зависит от степени сезонного оттаивания и промерзания деятельного слоя.

В пределах описываемого района подземные надмерзлотные воды приурочены к четвертичным, кембрийским и синийским отложениям, а также к верхнему сильно выветреному и трещиноватому горизонту архейских образований. По условиям формирования они принадлежат к водам выщелачивания и до некоторой степени отражают состав вмещающих пород.

Воды в породах архея, по данным В. В. Узембло, хорошего качества и относятся к слабо минерализованной гидрокарбонатной группе. Воды, циркулирующие в породах синия и кембрия, также мало минерализованы и пригодны для питья. Циркуляция грунтовых вод в толще четвертичных отложений сводится к стоку проникающих в почву атмосферных осадков.

Следует отметить слабую инфильтрацию атмосферных вод, объясняющуюся быстрым сбрасыванием их вследствие крутизны продолжных профилей рек и склонов долин, а также вследствие близкого к поверхности залегания водоупорного мерзлотного слоя.

Распределение годовых норм стока у всех рек района отличается неравномерностью. Стоки весенне-летних месяцев по сравнению с другими периодами года очень велики. Паводки на реках проходят как весной, так и в летне-осенний период под влиянием дождей. Зимой целый ряд ручьев и рек промерзает до дна, причем у некоторых из них сохраняется подрусловый поток, циркулирующий в наносах долин. Только у рек и ручьев, имеющих грунтовое питание, на участках интенсивного подтока подземных вод к руслу наблюдается некоторая стабильность стока. Зимой на этих местах обычно образуются полыньи, а ниже их разбиваются крупные наледы. У всех рек и ручьев района состав и минерализация вод изменяется по сезонам года.

Подземные воды деловиально-аллювиальных отложений обладают слабой минерализацией: воды эти без запаха и цвета, вкус их приятный. В зимнее время они недоступны для использования, вследствие полного промерзания водоносных горизонтов.

Водоносные горизонты элювиальных и деловиальных образований не имеют сплошного зеркала вод и стекают от водоразделов к низинам в виде разобъединенных потоков, давая начало многим ручьям. Очень часто деловий содержит в себе линзы льда, с поверхности покрытые осыпями.

На участках развития покрова рыхлых четвертичных отложений в результате благоприятного сочетания вечной мерзлоты и пологих форм рельефа широким распространением пользуются надмерзлотные воды, представляющие болотными верховодками. Воды на этих участках значительно минерализованы и окрашены в бурые тона.

## ЛИТЕРАТУРА

- Анерт Э. Э. Два пересечения Станового (Яблонового) хребта. Геологические исследования в золотоносных районах Сибири. Амуро-Приморский район. Вып. 8, 1908.
- Белов И. В. Материалы по вулканизму Южной Якутии. Тр. Восточно-Сибирского филиала АН СССР, вып. 1, сер. геол., 1954.
- Билибин Ю. А. Последорские интрузии Алданского района. Петрология СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 10, 1941.
- Билибин Ю. А. Четвертичная геология южной части Алданской плиты. Юбил. сб. посвящ. 50-летию научной деятельности В. А. Обручева, том II, 1939.
- Бобин Е. С. и Дермонов Е. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Мулам и среднего течения р. Илюм. Фонды ВСЕГЕИ, 1951.
- Геология СССР, том XIII. Гостеолгиздат, 1948.
- Дзевановский Ю. К. Разрез кембрийских отложений северной окраины Алданской плиты и прилегающей к ней складчатой области. Докл. АН СССР, т. XXIV, № 2, 1939.
- Дзевановский Ю. К. О возрасте щелочных пород Алданской плиты. Сов. геология, № 3, 1940.
- Дзевановский Ю. К. Геологические исследования в бассейне нижнего течения Юломы. ВГФ, 1940.
- Дзевановский Ю. К. Существоует ли протерозой на востоке Алданской плиты? Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1943.
- Дзевановский Ю. К. Геология восточной окраины Алданской плиты. Мат. по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 19, 1946.
- Дзевановский Ю. К. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000, лист О-52 (Томмот), Гостеолгиздат, 1947.
- Дзевановский Ю. К. Алданская плита. Сб. ВСЕГЕИ по региональной геологии, № 9, 1948.
- Дзевановский Ю. К. Геология Алданской плиты. Т. I—III, ВГФ, 1950.
- Долгих П. С. Геологическая карта СССР масштаб 1:200 000. Объяснительная записка к листу О-52-XXXV, 1954.
- Журавлева И. П. О возрасте архециантовых горизонтов Сибири. Докл. АН СССР, т. XXX, № 2, 1952.
- Зверев В. Н. Очерк истории геологического изучения Якутской АССР, ВГФ, 1929.
- Зеленов К. К., Журавлева И. Г., Кордэ К. Б. К строению Алданского яруса кембрия Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. СII, № 2, 1955.
- Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема глубинности. Тр. ЦНИГРИ, вып. 71, 1936.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хр. Станового. Стратиграфия СССР, т. 1, 1939.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. ЦНИГРИ, вып. 61, 1945.
- Коржинский Д. С. Геологические предпосылки минерально-сырьевой базы Алданского торнопромышленного района. Каменные угли и железные руды Алданского района Якутской АССР, 1952.
- Дермонова Е. В. Кембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. Гостеолгиздат, 1951.
- Ли-Сы-гуан. Геология Китая, 1939.
- Лозько М. И., Митич Г. Б. Протерозой Алданской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Нужнов С. В. Разрез синьских отложений Учуро-Алгоцкого района юго-восточной Якутии. Вест. МГУ, № 2, 1956.
- Столяр М. Я. Геология и золотоносность Учуро-Чульбинского района Якутской АССР. Тр. Геолкома, вып. 5, 1934.
- Суворова Н. П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. Вопросы геологии Азии, т. I, 1955.
- Судовников Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. Лабор. докембрия, вып. 4, 1954.
- Судовников Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. (По материалам исследований в Карелии). Тр. Лабор. докембрия, вып. 5, 1955.
- Узембло В. В. Водные ресурсы Алданского торнопромышленного района. Каменные угли и железные руды Алданского района Якутской АССР, 1952.
- Ушакова Э. Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского шита. Тр. Лабор. докембрия, вып. 2, 1953.
- Чернышева Н. Е. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. Мат. по геологии Сибирской платформы. ВСЕГЕИ, 1955.
- Ярмолюк В. А. Протерозой восточной части Алданской плиты. Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Гостеолгиздат, 1946.
- Шпак Н. С. Геологическая карта СССР масштаб 1:200 000. Объяснительная записка к листу О-52-XXXIV, 1955.
- Чернышева Н. Е. Сов. геология, № 55, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Геологическая изученность . . . . .	6
Стратиграфия . . . . .	9
Интрузивные образования . . . . .	34
Тектоника . . . . .	51
История геологического развития . . . . .	58
Геоморфология . . . . .	61
Подземные воды . . . . .	63
Литература . . . . .	66

Редактор издательства *Е. Я. Соколовская*  
Технич. редактор *С. А. Пенькова*      Корректор *Л. А. Стоярова*

Подписано к печати 14-III-1960 г.      Уч.-изд. л. 4,3.  
Формат бумаги 60×92/16.      Бум. л. 2,12      Печ. л. 4,25      Зак. 03045  
Тираж 300 экз.

Картабрика Гостеогеотехиздата