

СБ20461/Н-52-V

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ



# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист № 52-V

Объяснительная записка

Составители: *Б.А. Микаилов, Л.В. Терещенко, С.А. Панкина*  
Редактор *Ю.Б. Казмин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
19 марта 1964 г. протокол № 11



МОСКВА 1971

11069



ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ  
обозначенного здесь срока


РГПМ ЦАН в. 49, т. 1 000 000, 28.02.91 г.

## ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа N-52-У ограничена координатами  $55^{\circ}20'$  -  $56^{\circ}00'$  с.ш. и  $130^{\circ}00'$  -  $131^{\circ}00'$  в.д. В административном отношении большая часть ее входит в состав Зейского района Амурской области и Тимптонского района Якутской АССР и незначительная - относится к Аяно-Майскому району Хабаровского края РСФСР.

Рассматриваемая территория расположена в восточной оконечности Станового хребта и охватывает его северо-восточные отроги. Становой хребет протягивается в широтном направлении и делит площадь листа на две равные, но различные по ландшафту части. Северный участок с альпийским рельефом характеризуется резкими формами: острыми гребнями, скалистыми вершинами, крутыми склонами (до  $30-40^{\circ}$ ). Абсолютные отметки хребта и его северных отрогов достигают здесь 2200-2400 м. Южная часть представляет собой слабо расчлененное среднегорье с широкими залесенными водоразделами и пологими склонами. Абсолютные отметки здесь варьируют от 1300 до 1700 м. На северо-востоке в пределы территории заходит южная окраина Токинской депрессии, отличающаяся пологими долинами и низкими плоскими водоразделами, высота которых не превышает 1000-1200 м.

Описываемая территория дренируется реками, относящимися к бассейнам Алдана и Амура. Наиболее крупный приток Амура - р.Зeya, ширина которой достигает 80 м, максимальная глубина не превышает 4 м, средняя скорость течения 1,8 м/сек. Река Зeya на описываемой территории принимает ряд крупных притоков. Слева в нее впадают реки Луча, Бол. и Мал.Мутюки; справа - реки Хаум-Урак, Сахель-Урак и Бол.Оконов.

Реки Алданского бассейна берут начало на северных склонах

Станового хребта. Наиболее крупные из них – реки Утук (с большим правым притоком р.Ивак), Туксани, Сатмар текут в узких каньонобразных долинах, характеризуются быстрым течением (до 2 м/сек), порожистым, каменистым руслом и небольшой глубиной (1,5–2 м). Режим всех рек непостоянен, сток в основном формируется за счет атмосферных осадков и целиком зависит от их количества.

В северной части района много озер. Наиболее крупные из них (площадь до 4 км<sup>2</sup>) – Мал.Токо, Джугджур и Оконон – расположены в низкорослой части. Большое количество мелких озер (площадью от 100 до 1000 км<sup>2</sup>) располагаются в цирках горной части района.

Климат района резко континентальный. Зима холодная, мало-снежная, продолжительностью до семи месяцев. Весна короткая, сопровождается обильными грозовыми дождями. Лето теплое, влажное. На летние месяцы (июнь, июль, август) приходится до 80% осадков, выпадающих за год. Осень короткая, сухая, морозная. По данным метеостанции Токо (1958 г.), среднегодовое количество осадков в районе достигает 629 мм, среднегодовая температура воздуха равна -12°, минимальная января -50–60°, максимальная июля +23°. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает почти повсеместное развитие многолетней мерзлоты, которая препятствует нормальному развитию почвенного покрова. В горах преобладают грубоскелетные и щебнистые почвы с признаками оподзоливания. В долинах на аллювиальных наносах встречаются супесчаные и суглинистые почвы. Мощность почв не превышает 0,5 м.

Основной тип растительности – смешанная тайга, состоящая на склонах гор из кедрового стланника, лиственницы и ели, а в долинах рек – из лиственницы, березы, ольхи, рябины и тополя. На расширенных участках речных долин часто сильно заболоченные площади, покрытые травянисто-кустарниковой растительностью, часто с редкой порослью невысоких (угнетенных) лиственниц.

Животный мир весьма разнообразен. Здесь водятся лось, дикий олень, кабарга, горный баран, бурый медведь, лиса, куница, горностаи, соболь, белка, бурундук. Район богат боровой и водоплавающей птицей. Реки и озера изобилуют рыбой.

Населенные пункты отсутствуют. Ближайший – пос.Бомнак, населенный эвенками, – расположен в 200 км к югу. Единственными путями сообщения в районе являются проходимые для вьючного оленьего транспорта тропы, расположенные вдоль крупных рек.

Проступимость остальных участков очень плохая. В 20 км к северу от площади листа расположен аэродром Токо, пригодный для посадки самолетов ЛИ-2 и АН-2.

Территория листа изучена слабо.

Первые достоверные сведения об ее орографии и геологии стали известны в 1915 г., когда Э.Э.Анерт (1915) пересек Становой хребет маршрутом от верховьев р.Зей до восточного берега оз.Токо. Он впервые установил, что северные склоны Станового хребта сложены гнейсами, прорванными "рыжеватыми" (аляскистыми) гранитами.

После значительного перерыва в геологическом изучении территории листа в 1929 г. проводил исследования С.Удинцев (1929ф). По его данным эта часть площади сложена гнейсами, гранитами и более молодыми породами габбро-диабазовой группы.

В 1932 г. в бассейне верхнего течения р.Алгомы проводит исследования А.Л.Рапин (1932ф). Подтвердив наличие гнейсов и кристаллических сланцев, играющих существенную роль в геологическом строении этой территории, он впервые обнаружил кембрийские отложения, залегающие с угловым несогласием на кристаллическом фундаменте в бассейне р.Алгомы.

Из региональных исследований тридцатых годов, имевших большое значение для последующей расшивки геологического строения описываемого района, необходимо отметить работы Д.С.Коржинского. Д.С.Коржинский (1935–1936) впервые указал на первично-осадочное происхождение архейских кристаллических пород и подразделил их на три крупных серии: иенгрскую, тимптонскую и желтулинскую. Его стратиграфия архея выдерживается в основных чертах на территории всего Алданского щита, в том числе и на площади описываемого листа. Д.С.Коржинский впервые отнес к архею мясо-красные аляскиты, местами переходящие в биотит-рогообманковые граниты и выделил область Становой протерозойской складчатости.

В 40-х годах в Южной Якутии начал исследования Ю.К.Дзевановский (1946, 1947, 1958, 1959, 1960, 1961). Подтвердив справедливость стратиграфической схемы Д.С.Коржинского, он значительно детализировал ее, расчленив серии на свиты, и впервые часть метаморфических пород отнес к нижнему протерозою. Ю.К.Дзевановский заложил основы разделения метаморфических образований региона на архейские и нижнепротерозойские, впервые выделив становой нижнепротерозойский комплекс метаморфических пород в зоне Станового хребта.

В 1950-1953 гг. коллектив геологов ДВГУ под руководством П.В.Сушкова (1954ф) проводит геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1:200 000 (на глазомерной основе) в бассейне верхних течений рек Алгома, Бол.Оконон и Бол.Мутяки. Все метаморфические образования, развитые в районе, в том числе нижнепротерозойские и диафториты, отнесены ими к архею и впервые расчленены на четыре свиты по составу: а) свита биотит-пироксеновых гнейсов и мраморов; б) свита слюдяных сланцев и мраморов; в) свита слюдяных сланцев и подчиненных им биотит-амфиболовых гнейсов; г) свита гранат-сланцев. Три верхние свиты отнесены к тимптонской серии архея.

В верховьях р.Бол.Оконон П.А.Сушковым установлен массив габбро-амфиболитов, прорывающих кристаллические породы.

В 1953 г. в бассейне рек Ток и Оконон проводили геологическую съемку масштаба 1:500 000 Г.В.Грушевой и Ю.М.Владимирский (1950ф). Эти авторы ошибочно отнесли мезозойские метаморфизованные конгломераты к горизонту протерозойских метаморфических образований, в состав которых они необоснованно включили и диафторированные породы архея.

С 1953 г. в восточной части Станового хребта проводит исследования В.Н.Мошкин (1958, 1960, 1963 г.). Нижнепротерозойские метаморфические образования расчленены им на три серии. Однако это расчленение в настоящее время претерпело значительные изменения. В.Н.Мошкиным проведено расчленение интрузивных пород района на возрастные комплексы: архейский, нижнепротерозойский и мезозойский. Кристаллические сланцы бассейна рек Туксани и Ивак на основании состава ошибочно отнесены им к тимптонской серии архея Алданского щита, так как маршрутный характер исследований не дал возможности правильно расшифровать их структурное положение.

С 1952 г. и по настоящее время к северу от описываемой территории проводит геологическую съемку масштаба 1:200 000 Алданская экспедиция № 2 ВАГТа. В результате многолетних исследований сотрудниками экспедиции была подтверждена и дополнена стратиграфическая схема Д.С.Коржинского и Ю.К.Дзевановского. На геологической карте масштаба 1:200 000 листа 0-52-XXXV, составленного В.И.Гольденбергом в 1960 г., кристаллические породы отнесены к тимптонской серии архея Алданского щита. Архейские граниты условно расчленены им на две фазы: биотит-амфиболовые и аляскистовые граниты.

В 1958 г. по рекам Зейя, Ивак, Утук прошли маршруты поисковой партии Дальневосточной экспедиции Шестого главного управления. Основная задача работ - выяснение перспектив хрусталоносности - обусловила направление исследований. В результате исследований М.И.Родионев и Л.А.Лузанкова (1959ф) установили полное отсутствие пьезооптического сырья и в связи с этим дали отрицательную оценку региону.

В 1959 г. Октябрьской экспедицией Главгеологоразведки проводилась аэромагнитная съемка масштаба 1:100 000. Ввиду исключительной расчлененности рельефа аэромагнитным исследованиям подверглись лишь незначительные по площади участки. В результате аэромагнитной съемки установлено, что четвертичные базальты, мезозойские гранодиориты и архейские кристаллические сланцы характеризуются положительными значениями вертикальной составляющей, а мезозойские кварцевые диориты и протерозойские метаморфические породы - отрицательными.

С 1957 г. на Становом хребте проводит работы Сквородинская экспедиция ВАГТа. Северная половина территории листа М-52-У снималась в 1959 г. Ю.Б.Казминым (1960ф) и др., южная половина в 1960 г. Б.А.Микайловым и др. (1961ф). В северной половине района была установлена простая складчатая структура архейских кристаллических пород, смятых в крупную синклиналичную складку. Маркирующие элементы структуры отчетливо прослеживаются к северу на площадь смежного листа 0-52-XXXV, где В.И.Гольденберг ошибочно рассматривает моноклиналиное падение как изоклиналиное залегание. Такая разноречивая трактовка структур лежит в основе невязки карты по северной рамке листа.

Вследствие этого, оказались различными названия свит и положение их в разрезе архея, хотя составы свит, выделенных авторами на обеих картах, полностью совпадают. Поскольку крылья синклиналиной складки слагались образованиями сутамской свитой джелтулинской серии, все вышележащие образования отнесены Ю.Б.Казминым (1960ф) к верхам этой серии, которые здесь впервые были расчленены.

Карты Сквородинской экспедиции целиком использованы при составлении представляемой геологической карты.

В 1962 г. авторами записки были проведены редакционно-уязвочные и ревизионно-поисковые работы. В результате геологическая карта полностью увязана со смежными с запада, востока и юга листами.

Установлено, что две фазы архейских аляскитовых гранитов, выделенные В.И.Гольденбергом на южной границе площади листа 0-52-XXXV, являются лишь петрографическими разностями одной интрузии, о чем еще в 1936 г. писал Д.С.Коржинский.

## СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа расположена в пределах южной оконечности Алданского щита. В ее геологическом строении принимают участие метаморфические образования архея и протерозоя, осадочные породы синия, эффузивные и осадочные образования мезо-кайнозоя.

### А Р Х Е Й

Архейские метаморфические образования (алданский комплекс) развиты преимущественно в северной части площади листа. Они представлены породами метаморфизованными в гранулитовой фации, среди которых преобладают гиперстенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы. Характерной особенностью является наличие прослоев и линз карбонатных пород, встречающихся почти по всему разрезу. Насыщая отдельные его части, карбонатные породы служат надежным критерием для стратиграфического расчленения архейских отложений и прекрасным маркирующим признаком при расшифровке структур.

Гнейсы и кристаллические сланцы повсеместно интенсивно гранитизированы. Гранитизация выражена чаще всего послойными инъекционно-метасоматическими мигматитами, тяготеющими к интрузиям архейских гранитов.

### Желтулинская серия

Кристаллические породы желтулинской серии слагают крупную синклиналичную структуру, расположенную в северной половине площади листа. С юга к ней примыкает сопряженная антиклиналь, охватывающая бассейн верхнего течения р.Зеи. По литолого-петрографическому составу, метаморфические породы желтулинской серии расчленены на три свиты - сутамскую, худурканскую и альванарскую,

связанные между собой постепенными переходами.

С у т а м с к а я с в и т а н е р а с ч л е н е н н а я ( A J t ) выходит на поверхность на крайнем северо-востоке, в верхнем течении р.Худуркан. В юго-восточном направлении она выходит за пределы района, на территорию листа N-52-UI, где, залегая согласно на кюриканской свите тимптонской серии, участвует в строении сложных структур. В составе сутамской свиты основная роль принадлежит биотит-гранатовым, гранат-гиперстеновым гнейсам, мраморам и кальцифирам.

Ниже представлен разрез сутамской свиты по притокам р.Худуркан.

- |   |           |
|---|-----------|
| 1. Биотит-гранатовые и гранат-гиперстеновые гнейсы, пироксеновые, роговообманковые и биотит-гиперстен-роговообманковые кристаллические сланцы, видимая мощность ..... | 230 м     |
| 2. Мраморы белые, средне- и крупнозернистые, с незначительной примесью форстерита и диопсида..  | 80 "      |
| 3. Биотит-гранатовые гнейсы, роговообманково-пироксеновые, биотит-гиперстеновые и пироксеновые кристаллические сланцы .....   | 320 "     |
| 4. Биотит-гранатовые гнейсы .....   | 100-150 " |
| 5. Мраморы со шпинелью, флогопитом, форстеритом, хондродитом, диопсидом и скаполитом .....  | 300 "     |

Видимая мощность сутамской свиты составляет 980-1170 м.

Биотит-гранатовые гнейсы - серые, разнозернистые, преимущественно среднезернистые породы с ярко выраженной гнейсовидной и полосчатой текстурой. В их состав входят биотит (5-10%), гранат (5-30%), плагиоклаз-андезин № 40 (30-40%), микроклин (10-15%), кварц (15-20%), из аксессуарных минералов наблюдаются апатит, магнетит и циркон. Структура лепидогранобластовая, порфири-бластовая.

Мраморы и кальцифиры - белые, крупно- и среднезернистые, розоватые и зеленоватые, разнозернистые, массивные породы, в состав которых обычно, кроме доломита и кальцита, входит шпинель, форстерит, хондродит, диопсид, скаполит, флогопит, реже графит, тремолит и тальк. Структура гранобластовая.

Х у д у р к а н с к а я с в и т а слагает большую часть поля развития архейских пород и, протягиваясь широкой из-

вилистой полосой от северной границы района к юго-востоку, участвует в строении всех крупных архейских складчатых структур. Худурканская свита делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита худурканской свиты (А  $hd_1$ ) развита в восточной части площади листа, в бассейне р. Луча, верховьях рек Зеи, Ивака, Худуркана. Отложения представлены преимущественно гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми гнейсами и гранулидами. Подчиненная роль принадлежит двупироксеновым и двупироксен-роговообманковым кристаллическим сланцам. Изредка встречаются линзы и прослои мраморов и кальцифиров.

Разрез нижней подсвиты на водоразделе рек Худуркана и Ивака представляется следующим. На мраморах сутамской свиты согласно залегают.

1. Белые лейкократовые гнейсы - гранулиты с гиперстеном, биотитом и диопсидом, содержащие редкие прослои биотит-гиперстеновых и роговообманково-пироксеновых гнейсов ..... 350-400 м
2. Меланократовые амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, с отдельными прослоями биотит-двупироксеновых гнейсов ..... 300-350 "
3. Гранатовые гранулиты и биотит-гиперстеновые гнейсы с тонкими прослоями меланократовых пироксен-роговообманковых кристаллических сланцев .. 100-150 "
4. Гиперстеновые, биотит-гиперстеновые гранулиты, грубо перемежающиеся с меланократовыми пироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами ..... 50-100 "
5. Гранулиты с гиперстеном, биотитом, диопсидом и лейкократовые гиперстеновые гнейсы, с подчиненными прослоями пироксеновых амфиболитов, пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. В верхах - редкие линзы и прослои мраморов ..... 1000-1400 "

Общая мощность нижней подсвиты худурканской свиты 1800-2400 м.

Как видно из приведенного разреза, нижняя часть подсвиты довольно пестрая по составу сменяется вверх монотонной толщей лейкократовых гнейсов и гранулитов. Подобное соотношение выдерживается почти повсеместно. Не исключено, что появление значительного количества лейкократовых пород обязано процессам гра-

нитизации, широко развитой в бассейне р.Ивак.

Гиперстеновые гранулиты представляют собой лейкократовые светлые породы с содержанием темноцветных в количестве 5-20%. Они сложены плагиоклазом (андезином № 28-35) (60-80%), кварцем (10-20%) и гиперстеном (5-20%). Нередко содержат единичные зерна биотита, магнетита, калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена. Кварц образует узкие гранулированные ленты, чем обусловлена гранулитовая структура породы.

Биотит-гиперстеновые гранулиты отличаются несколько повышенным содержанием биотита, достигающим 10%, и полосчатой текстурой.

Двупироксеновые и двупироксен-роговообманковые кристаллические сланцы содержат гиперстен (до 10%), моноклинный пироксен (10-25%), роговую обманку (10-15%) и плагиоклаз - андезин № 35 (40-50%). Более подробно они описаны ниже, в составе верхней подсвиты худурканской свиты.

Средняя подсвита худурканской свиты (А  $hd_2$ ) дугообразной полосой протягивается от верховьев р.Ундыткан через долину р.Ивак в верховья р.Зеи и Оконона и обнажается также на незначительной площади по рекам Сатмару и Бол.Мутюкам. Характеризуется преобладанием гиперстеновых, двупироксеновых и биотит-гиперстеновых гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов и кальцифиров, средняя подсвита легко устанавливается в разрезе желтулинской серии и значительно облегчает расшифровку структур. В разрезе по притокам р.Ивакана на лейкократовых гранулитах нижней подсвиты согласно залегают.

1. Меланократовые роговообманково-двупироксеновые, реже роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы с подчиненными прослоями гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов, мраморов и кальцифиров ..... 400-500 м

2. Гиперстеновые, двупироксеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы, мраморы и кальцифиров. Последние залегают в виде линз и четкообразных прослоев непостоянной мощности. Определенного стратиграфического положения в разрезе не имеют ..... 1500-1600 "

3. Монотонные гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы с редкими маломощными прослоями и линзами роговообманково-гиперстеновых разностей.

Единые линзы и прослои мраморов и кальци-  
финов ..... 700 м

Общая мощность средней подсветы хударканской свиты здесь составляет 2600-2800 м. Мощность и количество прослоев и линз мраморов и кальцифинов в составе средней подсветы закономерно увеличивается с севера на юг. Так, по рекам Хули и Ивак (в нижнем течении) прослои карбонатных пород составляют около 10% от общего объема пород, слагающих подсвету. Далее к югу в среднем течении р.Ивак количество карбонатных пород увеличивается до 30%, а в верхнем течении - уже до 50%.

На водоразделе рек Зейя-Ивак разрез средней подсветы хударканской свиты представляется следующим.

1. Мраморы и кальцифиры .....	190 м
2. Роговообманково-пироксеновые, двупироксеновые, гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы .....	240 "
3. Мраморы и кальцифиры .....	290 "
4. Двупироксеновые, роговообманково-пироксеновые и гиперстеновые гнейсы .....	110 "
5. Мраморы и кальцифиры .....	180 "
6. Гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы ...	170 "
7. Мраморы и кальцифиры .....	240 "
8. Гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы ...	140 "
9. Мраморы и кальцифиры .....	170 "
10. Монотонная толща гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов .....	650 "

Общая мощность около 2480 м, из них 1310 м приходится на мраморы.

В бассейнах рек Бол.Околон, Первый и Второй Сивактыляк средняя подсвета хударканской свиты почти на 80% состоит из мраморов и кальцифинов, среди которых гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы имеют подчиненное значение.

Так, по правому борту руч.Второй Сивактыляк обнажаются (снизу вверх).

1. Мраморы и кальцифиры .....	1200 м
2. Гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы .....	200 "
3. Мраморы и кальцифиры .....	150 "

4. Гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы .....	300 м
5. Мраморы и кальцифиры .....	700 "
Видимая мощность 2550 м, из них 2050 м приходится на мраморы.	

Аналогичные количественные соотношения между карбонатными породами и кристаллическими сланцами сохраняются и на крайнем юго-востоке, в бассейне р.Бол.Мутюки.

Гиперстеновые гнейсы средней подсветы хударканской свиты - темно-серые, мезократовые, разномзернистые, преимущественно среднезернистые породы. Они состоят из плагиоклаза (андезин № 30-37) - 70-90% и гиперстена - 5-20%. Калиевый полевой шпат (антипертитовые вроски в плагиоклазе) и кварц встречаются в количествах от единичных зерен до 10-15%. Структура гранобластовая. Текстура массивная, реже тонкополосчатая, грубополосчатая. Порода иногда содержит до 25% вторичной роговой обманки.

Биотит-гиперстеновые гнейсы отличаются от гиперстеновых гнейсов содержанием биотита (3-10%). Обычно они обладают полосчатой и тонкополосчатой текстурой и лепидогранобластовой структурой.

Двупироксеновые гнейсы содержат также моноклинный пироксен в количестве до 10-15%.

Мраморы и кальцифиры, входящие в состав средней подсветы, идентичны одноименным породам сутамской свиты. Кристаллические сланцы основного состава будут охарактеризованы в верхней подсвете хударканской свиты, где они преобладают.

Верхняя подсвета хударканской свиты (А *hd*<sub>3</sub>) слагает обширную площадь в центральной части северной половины района. Она характеризуется монотонным составом и сложена темными меланократовыми кристаллическими сланцами основного состава: роговообманково-пироксеновые, роговообманково-двупироксеновыми и магнетит-пироксеновыми. Реже наблюдаются пироксен-роговообманковые и роговообманково-гиперстеновые разности, переходящие в амфиболиты. Меланократовый облик пород, слагающих верхнюю подсвету, является типичным и выдерживается по простиранию, хотя состав кристаллических сланцев не везде идентичен.

В среднем течении р.Утук в составе верхней подсветы преобладают роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы с маломощными прослоями магнетит-пироксеновых кристаллических сланцев.

В среднем течении р. Бол. Туксани породы верхней подсвиты интенсивно мигматизированы аляскитовыми гранитами. Сохранившийся субстрат представлен меланократовыми роговообманково-пироксеновыми и роговообманково-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, в зонах гранитизации преобразованными в амфиболиты и пироксеновые амфиболиты.

В бассейне р. Сатмар на контактах с раннепротерозойскими (?) гранодиоритами и граносиенитами кристаллические сланцы основного состава в результате контактово-метасоматических процессов метаморфизованы до роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов.

На правом берегу р. Бол. Мутюки в составе верхней подсвиты наблюдается большое количество лейкократовых амфиболитованных и биотитизированных пироксеновых и двупироксеновых гнейсов.

Роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы представляют собой темно-серые до черных мезо- и меланократовые породы, содержащие плагиоклаз (андезин № 34-36) (50-60%), моноклиновый пироксен диопсид-геденбергитового ряда (25-35%), роговую обманку (5-15%). Роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы, кроме того, содержат до 5-15% гиперстена, а магнетит-двупироксеновые кристаллические сланцы содержат также до 15% магнетита.

Пироксеновые амфиболиты состоят из плагиоклаз-андезина № 34-36 (30-50%), роговой обманки (40-50%), моноклинового и ромбического пироксена (до 20%), биотита и магнетита.

Все описанные породы имеют темный цвет, гранобластовую структуру и массивную текстуру. Полосчатая текстура встречается редко и обусловлена чередованием мезо- и меланократовых полос.

При гранитизации в основных кристаллических сланцах часто появляются единичные зерна калиевого полевого шпата и биотита. Количество последнего иногда превышает 5%, в связи с чем биотит фигурирует в названиях пород. Общая мощность верхней подсвиты хударканской свиты составляет 2000-2500 м.

Альванарская свита (Аал) слагает ядро альванарской синклинали и протягивается в виде узкой полосы от верховьев р. Утук на запад к нижнему течению р. Бол. Туксани. Отличительной особенностью свиты является частое переслаивание роговообманково-пироксеновых, роговообманково-двупироксеновых биотит-роговообманково-двупироксеновых, биотит-гиперстеновых

гнейсов и кристаллических сланцев. В пестрой гамме перечисленных выше пород наблюдаются линзы и прослои мраморов и кальцифиоров. Преобладают роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы. Мраморы и кальцифиры образуют линзы и прослои мощностью от 10 до 100 м, реже тонко перемежаются со сланцами и гнейсами (пропластки мощностью 0,5-1 м). Количество и мощность линз и прослоев мраморов быстро меняется по простиранию свиты. Наиболее мощные (100-150 м) пласты отмечаются по правобережью р. Туксани у устья р. Сатмар. К востоку от водораздела рек Сатмар и Альванар количество мраморов уменьшается и в бассейне руч. Утук-Макит отмечены только редкие и маломощные прослои. Восточнее руч. Утук-Макит вновь постепенно увеличивается количество мраморов и в долинах правых притоков р. Утук они образуют 100-метровые пачки. Видимая мощность альванарской свиты 1200-2000 м.

Гнейсы и кристаллические сланцы альванарской свиты по составу и структурно-текстурным особенностям идентичны одноименным породам хударканской свиты.

В зоне Оконовского разлома <sup>х/</sup> архейские породы преобразованы в биотитовые диафториты, которые состоят из плагиоклаза (60-80%), кварца (10-15%), биотита (5-15%). Биотит замещает пироксен, реликты которого нередко наблюдаются в измененной породе. В мигматизированных разностях наблюдается калиевый полевой шпат (5-30%). Структура диафторитов гранобластовая, гранолепидобластовая, текстура пльчатая, полосчатая.

Отнесение развитых на площади листа архейских образований к желтулинской серии основано на следующих данных. До недавнего времени в составе желтулинской серии была известна лишь одна сутамская свита, характеризующаяся своеобразным составом - большим количеством гранатовых пород, содержащих прослои мраморов. На аналогичных образованиях в пределах площади листов N-52-У и N-52-У1 в довольно простой крупной синклинали структуре (Альванарская синклинали) лежит вышеописанная мощная толща гиперстеновых кристаллических сланцев и гнейсов с прослоями мраморов, подразделенная на хударканскую и альванарскую свиты. К запад-северо-западу от района по простиранию последние протягиваются через площадь листа N-52-IV на территорию листа O-52-XXXIV, где они также согласно залегают на сутамской свите,

<sup>х/</sup> Положение структур показано на тектонической схеме (см. рис. I).



выделенной здесь в качестве стратотипа.

Однако отнесение образований, рассмотренных в составе Худурканской и альвакарской свит, к надсутамской части желтулинской серии не является бесспорным. В связи с выделением в последнее время в основании тимптонской серии улукчинской свиты, состоящей из гранатосодержащих пород с прослоями мраморов, предложена новая трактовка стратиграфии архейских образований юго-восточной и южной частей Алданского щита и, в частности, территории упомянутых листов. При этом допускается сопоставление сутамской, худурканской и альванарской свит желтулинской серии к востоку от регионального Авгенкурского разлома (лист N-52-IV) с улунчинской, нижнесуннагинской и верхнесуннагинской свитами тимптонской серии к западу от этого разлома. В этом случае ставится под сомнение вообще существование в разрезе архея Алданского щита сутамской свиты и желтулинской серии. Поскольку подобную трактовку нельзя считать в настоящее время доказанной, авторы придерживаются мнения о принадлежности развитых на территории района архейских толщ к желтулинской серии, отдавая должное некоторой условности подобных взглядов.

Архейский возраст описанных выше образований обосновывается наличием парагенетических ассоциаций минералов гранулитовой фации метаморфизма, характерных для пород, слагающих архейский фундамент большинства щитов мира. Абсолютный возраст архейских пород Алданского щита за пределами района определяется (по свинцу) в 2200-2700 млн. лет (Виноградов, 1960 г.).

## ПРОТЕРОЗОИ НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

К нижнему протерозою (становому комплексу) относятся метаморфические породы амфиболитовой фации метаморфизма, развитые в бассейнах верхнего течения рек Мал.Оконон и Бол.Туксани.

### Иликанская серия

Иликанская серия представлена двумя свитами: чильчинской и кудуликанской. Обе свиты залегают на удаленных друг от друга

участках. Нижняя и верхняя граница у обеих свит не вскрыта, в связи с чем выделение их является условным.

Чильчинская свита (Pt<sub>1</sub> çl?) обнажается на незначительной площади (10 км<sup>2</sup>) в юго-западной части района. Она граничит с раннемеловыми (?) гранитоидами по разломам и лишь на незначительном отрезке - по интрузивному контакту. В связи с незначительным распространением и плохой обнаженностью характер и последовательность чередования пород остались не ясными.

Чильчинская свита сложена биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами. Они представляют собой светлые серые, тонкосланцеватые, среднезернистые до крупнозернистых породы, в состав которых входят плагиоклаз (20-25%), представленный олигоклазом № 22-25, кварц (30-50%), биотит (5-30%), мусковит (5-30%). Мусковит во всех случаях развивается по биотиту и в зависимости от интенсивности мусковитизации замещает биотит целиком, либо частично, оставляя лишь незначительные реликты.

Видимая мощность свиты не превышает 800 м.

Отнесение описанных пород к чильчинской свите обусловлено тем, что на территории смежного с запада листа N-52-IV, непосредственно на их продолжении по простиранию, Ю.Б.Казимин (1963 г.) закартирована мощная толща биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, отнесение которой к чильчинской свите подтверждается составом пород и их положением в разрезе иликанской серии.

Кудуликанская свита, нижняя подсвита (Pt<sub>1</sub> kd?) развита на западе в бассейне р. Сам-Анакит, где она обнажается в разрозненных эрозионных "окнах" из-под покровов базальтов. Площадь отдельных выходов колеблется от I до 30 км<sup>2</sup>, общая мощность не превышает 50 км<sup>2</sup>. Нижняя подсвита кудуликанской свиты имеет тектонические контакты с архейскими метаморфическими породами. В ее составе установлены роговообманково-биотитовые, биотитовые, биотит-гранатовые, эпидот-гранат-биотитовые, гранат-роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы.

Наиболее полный разрез нижней подсвиты кудуликанской свиты наблюдался в верхнем течении р. Сам-Анакит.

I. Тонкое переслаивание гранат-биотитовых, эпидот (клинцоизит) - гранат-биотитовых гнейсов с гра-

нат-двусланяными и клиноцоизит-биотитовыми гнейсами. Мощность отдельных прослоев колеблется от I до 20 см .....	300 м
2. Роговообманково-биотитовые гнейсы с редкими прослоями гранат-роговообманково-биотитовых гнейсов .....	200 "
3. Монотонная пачка роговообманково-биотитовых гнейсов .....	100 "
Видимая мощность нижней подсвиты кудуликанской свиты	600 м.

Роговообманково-биотитовые и биотитовые гранатсодержащие гнейсы имеют серую и темно-серую окраску нередко с коричневатым оттенком, характеризуются мелко- и среднезернистым сложением с ярко выраженной лепидогранобластовой, гранолепидобластовой и лепидобластовой структурами, полосчатой, тонкополосчатой и сланцеватой текстурами. Главными минералами этих пород являются плагиоклаз (35-50%), представленный андезином № 20-25, кварц (3-15%), биотит (10-30%), роговая обманка (3-8%), гранат (3-20%). Из аксессуарных минералов наблюдаются рутил, сфен, циркон, монацит и магнетит.

Значительная часть пород нижней подсвиты кудуликанской свиты подвергалась частичной или полной мусковитизации. Мусковит развивается по биотиту, замещая его либо целиком, либо частично. Процессы мусковитизации охватывают значительные поля выходов гнейсов и в зависимости от интенсивности приводят к образованию мусковит-биотитовых, двусланяных и мусковитовых сланцев с гранатом либо без него. В состав этих пород входят плагиоклаз (35-50%), представленный олигоклазом № 23-25, биотит (5-10%), мусковит (5-30%), кварц (20-40%). Аксессуарные минералы и гранат при этих процессах устойчивы и сохраняются в тех же количествах, что и в исходной породе. Принадлежность рассмотренных образований к нижней подсвите кудуликанской свиты определяется по преобладанию гранатсодержащих разностей гнейсов и кристаллических сланцев, типичных для этой подсвиты, на соседней с запада площади листа N-52-У, где гранатсодержащие породы нижней подсвиты кудуликанской свиты согласно залегают на породах чильчинской свиты и перекрываются породами верхней подсвиты кудуликанской свиты.

Нижнепротерозойский возраст иликанской серии устанавливается на основании следующих данных.

1. Верхняя возрастная граница определяется по несогласному налеганию синийских песчаников на кристаллические сланцы олдосинской свиты иликанской серии на западе Становой складчатой области (Миронюк, Тарасова, 1951 г.).

2. В отличие от архейских пород Алданского щита, породы иликанской серии метаморфизованы в более низкотемпературной амфиболитовой фации, что в настоящее время является для региона основным критерием разделения пород архея и нижнего протерозоя.

3. На площади развития пород иликанской серии отсутствуют архейские гранитоиды, типичные для Алданского щита.

4. Породы иликанской серии мигматизированы гранитами, абсолютный возраст пегматитов которых определен в центральной и западной частях Станового хребта по свинцовому методу в 1900 ± 100 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, 1959).

#### СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Омахтинская свита (Sn om?). Синийские образования встречаются на северо-востоке в верховьях р. Худуркан, где они слагают площадь менее 1 км<sup>2</sup>. Нижний и верхний контакты свиты не установлены. Контакт омехтинской свиты с архейскими породами тектонический. Залегание синийских пород в основном спокойное, с углами падения 4-5° к северо-востоку. Изучение синийских отложений по редким разрозненным обнажениям позволило установить, что в пределах района омехтинская свита представлена переслаивающимися между собой аркозовыми песчаниками, алевролитами, доломитами и песчано-известковыми доломитами. Мощность прослоев варьирует от нескольких сантиметров до первых метров. Видимая мощность омехтинской свиты в районе около 10 м.

Аркозовые песчаники светло-серые, мелкозернистые (от 0,1 до 0,4 мм) тонко- и толстополосчатые, состоящие из кварца (80-85%) и полевого шпата (15-20%). Цемент карбонатный, составляет не более 15%.

Серые, светло-серые, мелкозернистые доломиты и песчано-известковые доломиты с водорослями представляют собой тонкозернистый (0,08-0,1 мм) агрегат карбонатных минералов; песчаный материал присутствует от 5 до 15% и состоит из мельчайших окатанных и полукатанных зерен кварца и полевого шпата. В отдельных участках наблюдается псевдоолитовое строение.

Алевролиты - серые, тонкопослойчатые породы с алевролитовой структурой, состоящие из полуокатанных зерен кварца и полевого шпата с примесью слюды и магнетита. Цемент базальный, кремнистый и карбонатный. В долине р. Худуркан непосредственно на восточной границе района среди песчаников отмечаются прослой (до 0,8 м мощностью) водорослевых известняков, среди которых И.К. Королек описаны: *Stratifera forma nov.*, *Parastratifera spongiosa forma nov.*, *Colleniella tokiella forma nov.*

Отнесение описанных выше пород к омахтинской свите синийского комплекса основано на литологическом сходстве их с породами омахтинской свиты синийского комплекса Алданского щита, развитых в смежных районах (листы 0-52-XXXU и N-52-VI) (Гольденберг, 1960; Гиммельфарб, 1963 г.).

Синийский возраст этих пород подтверждается также тем, что на площади листа 0-52-XXXU подобные образования с разрывом перекрываются юдомской свитой нижнего кембрия (Гольденберг, 1960).

## М Е З О З О Й

### ЮРСКАЯ СИСТЕМА

#### Верхний отдел

Токинская (?) свита (*J<sub>3</sub> tk?*). Отложения токинской свиты занимают площадь не более 20 км<sup>2</sup> на северо-востоке, в южной оконечности Токинской депрессии. Токинская свита в районе перекрыта ледниковыми образованиями средне- и верхнечетвертичного возраста и имеет тектонический контакт с архейскими метаморфическими и интрузивными образованиями.

Токинская свита сложена серыми, зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, преимущественно полимиктового состава, алевролитами и аргиллитами.

Разрез на южной окраине оз. Мал. Токо следующий.

- |   |      |
|---|------|
| 1. Алевролиты с прослоями темно-серых аргиллитов. В аргиллитах флора .....                                    | 6 м  |
| 2. Песчаники мелкозернистые до тонкозернистых с отчетливой слоистостью. В верхней части отпечатки флоры ..... | 40 " |
| 3. Алевролиты с прослоями аргиллитов .....  | 7 "  |
| 4. Песчаники мелкозернистые до среднезернистых, серые, с отчетливой слоистостью, с отпечатками флоры          |      |

*Pterophyllum* (?) sp., *Balera cf. polymorpha* Saw., *Czekanowskia rigida* Heer., *Pityophyllum Nordenskiöldii* Heer., *Carpolithes* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Raphaelia alaguschevii* Prun., *Coniopteris* sp., *Taeniopteris ex gr. viffata* Bronga, *Ginkgo sibirica* Heer., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Leptostrobus laxiflora* Heer. (определения В.А. Вахрамеева) мощность ..... 80 м

5. Алевролиты с прослоями аргиллитов ..... 5 "

6. Песчаники мелкозернистые, серые, с редкими прослоями алевролитов. В верхней части в песчаниках отпечатки флоры, аналогичные, содержащиеся в слое 4 .....

45 "

7. Алевролиты тонкослойчатые, с прослоями аргиллитов .....

17 "

Видимая мощность 200 м.

Песчаники полимиктовые, кварц-полимиктовые сложены неокатанными и полуокатанными обломками кварца (20-40%), полевых шпатов (40-50%), эффузивов, аргиллитов и кремнистых пород. Обломочный материал резко преобладает над глинисто-сланцевым и железисто-глинистым цементом. Цемент типа выполнения спор. Алевролиты имеют тот же, что и песчаники состав обломков и цемента. Цемент пленочного типа, количество его не превышает 5%. Аргиллиты представляют собой тонкую глинистую массу с добавлением углистого вещества и бурых окислов железа.

По заключению В.А. Вахрамеева, присутствие *Raphaelia diamensis* Sew., *Raphaelia alaguschevii* Prun., совместно с *Taeniopteris ex gr. viffata* Bronga свидетельствует о верхнеюрском возрасте отложений.

Литологический состав описанных пород позволяет сопоставлять их с токинской свитой Токинской депрессии (Гольденберг, 1960), широко развитой на площади сопредельного с севера листа 0-52-XXXU.

### МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

#### Нижний отдел

Ундытканская (?) свита (*Ст<sub>1</sub> un?*). Ундытканская свита обнажается в трех тектонических блоках в бас-

сейне верхнего течения р.Бол.Околон. Общая площадь выходов на поверхность не превышает 1 км<sup>2</sup>. Нижняя и верхняя границы свиты не установлены. В составе ундытканской свиты наиболее широко распространены конгломераты.

Наиболее полный разрез ундытканской свиты наблюдается в верхнем течении левого притока р.Бол.Околон (снизу вверх).

1. Конгломераты валунно-галечные .....	70 м
2. Песчаник белый, мелкозернистый .....	4 "
3. Туфогенные песчаники .....	6 "
4. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, с прослоями углистых аргиллитов .....	4 "
5. Конгломераты валунно-галечные .....	200 "

Видимая мощность не превышает 300 м.

Остальные два выхода ундытканской свиты сложены конгломератами с тонкими прослоями полимиктовых песчаников.

Галька конгломератов имеет среднюю, либо плохую скатанность и плохую сортировку. Наблюдаются все переходные размеры обломочного материала от гравия (1 см) до валунов (40 см). В составе гальки конгломератов преобладают лейкократовые гранито-гнейсы, аляскитовые граниты, амфиболиты, габбро, диабазы, гнейсы, нередко встречаются кислые и средние эффузивы. Гальки цементируются разнозернистым, зеленовато-серым, полимиктовым песчаником, состоящим из зерен кварца (30-40%), полевых шпатов (40-50%) и обломков пород. Прослой полимиктовых песчаников имеют состав и структуру, аналогичную цементу конгломератов.

Белые, мелкозернистые песчаники состоят из угловатых, слабо скатанных обломков кварца, сцементированных алевропелитовым слабо карбонатизированным цементом. Туфогенные песчаники состоят из мельчайших обломков кристаллов плагиоклаза (андезина) и эффузивов с микролитовой структурой. Цемент глинисто-карбонатный.

Во всех выходах пород ундытканской (?) свиты наблюдается резкий катаклиз, милонитизация и расслаивание всех без исключения пород. Иногда эти процессы настолько интенсивны, что гальки конгломератов раздавливаются, становятся овальными и даже плоскими, отчего порода приобретает линзовидно-полосчатую текстуру. Отнесение описанных пород к ундытканской свите нижнего мела условно. Ю.Б.Казмин (1960ф), говоря о меловом возрасте этих конгломератов, ссылается на находки в одном из обнажений

единичной гальки нижнемеловых гранодиоритов и гранодиорит-порфиров. В то же время в обнажении р.Бол.Околон отчетливо видно прорывание конгломератов и песчаников дайками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, являющихся жильными дериватами нижнемеловых гранодиоритов.

Отнесение вышеописанных пород к ундытканской свите основано на сопоставлении их с аналогичными образованиями на территории листа 0-52-XXXV, где в них собрана флора нижнемелового возраста (Гольденберг, 1960).

Толща фельзит-порфиров, фельзитов и их туфов (лп Ст<sub>1</sub>?). Вулканогенные образования нижнего мела занимают площадь не более 5 км<sup>2</sup> на юго-востоке в верхнем течении руч.Джагарна-Макит. Они залегают почти горизонтально на эродированной поверхности архейских пород.

Состав толщи довольно однообразный. Она сложена фельзитами и фельзит-порфирами с редкими прослоями фельзитовых туфов. Последние тяготеют к нижним частям разреза. Видимая мощность толщи не превышает 120 м.

Фельзиты и фельзит-порфиры представляют собой светлые белые, серовато-белые породы, часто с тонкополосчатой текстурой. Мощность чередующихся прослоев от 0,1 до 1 мм. Одинаковые по составу породы, слагающие "прослой", отличаются лишь микрофельзитовой или фельзитовой структурой. Фельзит-порфиры в отличие от фельзитов содержат редкие фенокристаллы плагиоклаза (альбита, альбит-олигоклаза). Туфы фельзитов имеют белый цвет, отличаюсь от последних пористой, ноздреватой текстурой. Структура туфов литокристаллокластическая. Они состоят из обломков фельзитов размерами от 0,5 до 1 см, сцементированных мельчайшими обломками кристаллов.

Отнесение описанной толщи к нижнему мелу условно и основано на ряде косвенных признаков. В частности, к югу от исследованной площади в бассейне р.Сивакана толща кислых эффузивов перекрывает конгломераты и песчаники, содержащие флору неокома (Мошкин и Альбов, 1957ф) и ложится на эродированную поверхность нижнемеловых гранодиоритов. В соседних с востока районах (хр.Джуджур), по данным В.А.Сысоева (1956 г.), сходная по составу толща кислых эффузивов и туфов содержит споры нижнемеловых растений.

## КАЙНОЗОЙ ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения имеют довольно значительное развитие и представлены ниже-верхнечетвертными покровными базальтами и среднечетвертными, верхнечетвертными и современными рыхлыми отложениями различных генетических типов.

### Среднечетвертичные отложения ( QII )

Среднечетвертичные образования представлены ледниковыми отложениями полупокровного и частично горнодолинного оледенений.

Эродированные останцы среднечетвертичных ледниковых отложений наблюдаются преимущественно на северо-востоке в бассейне р.Худуркан и к северо-востоку от оз.Мал.Токо. Реликты горнодолинного оледенения зафиксированы в узком грабене на водоразделе рек Первой и Второй Сивактыляк.

Среднечетвертичные ледниковые отложения представлены эратическими валунами и галькой различных размеров и формы, состоящими из разнообразных архейских и юрских пород, заключенными в материале глинистого и песчано-глинистого состава. Участки, сложенные среднечетвертичными ледниковыми отложениями, характеризуются специфическим рельефом, отличительной особенностью которого является сглаженные и выположенные формы. Видимая мощность среднечетвертичных ледниковых отложений колеблется от первых метров до 20 м.

Возраст рассматриваемых образований как среднечетвертичный устанавливается с долей условности на основании следующих факторов. Первые признаки сурового климата и вызванного им полупокровного оледенения большинством исследователей на основе данных спорово-пыльцевых анализов (Корнилов, 1959г) связываются со среднечетвертичным временем. В то же время подобные образования в бассейне р.Худуркан, несомненно, ледникового генезиса, перекрыты моренами горнодолинных верхнечетвертичных ледников. Кроме того, восточнее, на площади листа N-52-VI, по данным Г.Б.Тиммельфарба (1963), в рассматриваемые отложения вложены образования 20-метровой террасы начала верхнечетвертичного времени.

Отнесение моренных отложений на водоразделе рек Первой и Второй Сивактыляк основано: а) на резком отличии их по составу от верхнечетвертичных морен и сходстве с мореной по р.Худур-

кан; б) на факте приуроченности морены к водораздельной части современного рельефа, сформированного в основном до горнодолинного верхнечетвертичного оледенения. Подобное положение морены не подчиняется закономерности распределения верхнечетвертичных морен в пределах современных речных и троговых долин.

### Ниже-верхнечетвертичные образования нерасчлененные

Оливиновые базальты, шлаки (р. QI-III). Покровные оливиновые базальты развиты в основном на западе, в верховьях рек Авгенкура, Тока, Бол. и Мал.Оконона, Нерунды, Накта, где они слагают выровненное плато площадью около 200 км<sup>2</sup>. Отдельные, крайне незначительные по площади участки покровных базальтов зафиксированы на водоразделе рек Бол.Туксани - Зеи и в долине р.Утук. В районе оз.Джугджур, в верховьях рек Мал.Оконона и Авгенкура хорошо сохранились останцы эрруптивных аппаратов. По характеру излияний базальты относятся к трещинным, субареальным лавам платформенного типа, приуроченным к Становому глубинному разлому и трещинам, его оперяющим. Характерно, что цепь эрруптивных аппаратов располагается линейно вдоль упомянутых разрывных нарушений.

Базальты большей частью заполняют отрицательные формы древнего рельефа, залегают на размытой поверхности метаморфических пород архея и нижнего протерозоя, архейских и нижнемеловых гранитоидов и нижнепротерозойских габбро-амфиболитов. Базальтовое плато и потоки имеют сложное строение и состоят из переслаивания нескольких покровов, свидетельствующих о многократности излияний. Мощность отдельных потоков варьирует от 5 до 40 м. Максимальная мощность базальтов достигает 200-250 м. Каждый покров обладает сходным строением. Нижняя его часть сложена плотными массивными базальтами; вверх увеличивается пористость до образования пузырчатых базальтовых шлаков. Подобная закономерность проявляется также в различной степени раскристаллизации пород: от хорошо раскристаллизованных долеритов в низах покрова до стекловатых базальтов в его верхней части. В ряде участков в основании покрова наблюдались лавобрекчии, содержащие обломки лав, нижележащего размытого покрова.

Булканические аппараты сложены повсеместно бурными и коричнево-красными пористыми лавами и базальтовыми шлаками.

По составу все базальты являются оливиновыми. Они представляют собой темно-серые, реже бурые породы, чаще всего с порфировой структурой, иногда миндалекаменной текстурой. Характерно наличие во вкрапленниках оливина, реже титан-авгита. В основной массе присутствуют интерстациональный плагиоклаз, а также пироксен и оливин, в полустекловатых разностях - вулканическое стекло.

Структура основной массы от долеритовой до гиалопелитовой. В пустотах базальтов содержатся одуляры, реже целолиты. Характерна повышенная щелочность лав и обогащение их титаном. Отнесение покровных базальтов к нерасчлененному нижне-верхнечетвертичному возрасту основывается на следующих данных (Казмин, 1963): а) галька базальтов содержится в нижне-среднечетвертичных галечниках по р.Ток; б) базальтовый покров спускается по склону и перекрывает поверхность 40-метровой террасы, возраст которой, по геоморфологическим данным, определяется как верхнечетвертичный; в) в долине р.Утук базальты покрывают склон троговой долины, профиль которой был выработан к моменту их излияния, а также залегают на днище трога, образуя наложенные формы рельефа.

#### Верхнечетвертичные отложения (Q<sub>III</sub>)

Верхнечетвертичные образования представлены отложениями ледникового, водно-ледникового и аллювиального генезиса.

Верхнечетвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения наблюдались в долинах почти всех крупных рек. Ими сложена также юго-западная оконечность Токинской депрессии. Ледниковые отложения наблюдаются в виде конечных и долинных морен, сложенных несортированным валунно-галечным материалом. Валунно-галечный материал плохо окатан, часто угловатый, нередко встречаются слабо окатанные глыбы. Размер валунов от 2 см до 4 м. Состав валунов почти во всех случаях соответствует составу окружающих коренных пород. Валунно-галечный материал заключен в рыжевато-коричневые суглинки и грубосортированный разнозернистый песок с гравием. Максимальная мощность ледниковых отложений в конечноморенных валах р.Зеи и в юго-западной оконечности Токинской депрессии не превышает 60 м, на других участках - 10 м.

Водно-ледниковые отложения наблюдались в устье р.Ивак и в верхнем течении рек Зеи и Мал.Мутюки, где они выполняют днища троговых долин, слагая водно-ледниковые террасы высотой от 6 до 20 м, по формам идентичные аллювиальным. Эти террасы сложены в основном несортированным галечником с гравием и валунами (от 1 см до 1,5 м). В галечнике содержатся линзы и прослои мощностью до 0,4-2 м песка с гравием, суглинка и супеси, а также валунника (видимой мощностью до 5 м).

Видимая мощность водно-ледниковых отложений 20 м.

Верхнечетвертичный возраст ледниковых и водно-ледниковых отложений обосновывается следующими факторами: а) на сопредельной с востока территории в аналогичные отложения вложена первая надпойменная терраса, возраст которой датируется как конец верхнечетвертичного времени (площадь листа N-52-VI, Г.Б.Гиммельфарб, 1963 г.); б) видовой состав споро-пыльцевого комплекса моренных отложений горнодолинных ледников в бассейне р.Луци позволяет датировать возраст горнодолинного оледенения как верхнечетвертичный (Эдельштейн; Мошкин, Альбов, 1956ф).

Аллювиальные отложения верхнечетвертичного возраста известны в бассейнах рек Сатмар, Бол.Туксани и Зея. Они слагают I и II надпойменные террасы. Вторая терраса высотой от 9 до 12 м встречается лишь по р.Зее, в устьях рек Мал. и Бол.Мутюки. Выше устья р.Мал.Мутюки вторая терраса высотой 9 м вложена в водно-ледниковую террасу высотой 18-20 м.

Отложения первой и второй надпойменных террас представлены преимущественно галечниками с примесью валунов, перемежающихся с прослоями и линзами плохо сортированных разнозернистых песков и гравия. Обломочный материал хорошо окатан, отсортирован. Состав обломочного материала находится в прямой зависимости от состава пород, слагающих склоны долин и водоразделы: в северной части района преобладают архейские метаморфические и интрузивные породы; в южной - нижнемеловые гранодиориты.

Верхнечетвертичный возраст отложений первой террасы бассейна р.Алгомы определяется на основании определений спор и пыльцы первой террасы р.Авгенкур (Казмин, 1962ф). Возраст отложений первой и второй террас бассейна р.Зеи основан на сопоставлении с подобными террасами рек этого же бассейна в сопредельных территориях.

дельных с ним районах, где верхнечетвертичный возраст отложений этих террас подтвержден данными спорово-пыльцевого анализа (площадь листа N-52-XXI, Мошкин, Альбов, 1966ф).

### Современные отложения (Q<sub>IV</sub>)

Современные отложения представлены озерными и аллювиальными образованиями. Озерные отложения распространены в низовьях р. Утук и по берегам озер Мал. и Бол. Токо, где они вложены в верхнечетвертичные ледниковые отложения. Озерные отложения представлены хорошо сортированным мелкозернистым, участками среднезернистым песком с прослоями и линзами (0,1-0,4 м) иловатого песка и ила. Максимальная мощность озерных отложений не превышает 20 м.

Отнесение описанных озерных отложений к современным основано на том, что на северном берегу оз. Бол. Токо (площадь листа 0-52-XXXV, Гольденберг, 1960) в споро-пыльцевых спектрах озерных отложений преобладает пыльца древесных пород, характеризующая климатические условия, сходные с современными.

Современные аллювиальные отложения слагают русло и пойму всех рек. Они представлены валунно-галечными и песчано-галечными отложениями. В верховьях рек и ручьев валуны и галька имеют крупные размеры и слабую окатанность. В нижних течениях рек аллювиальные отложения слагают косы, острова, отмели, пойменные террасы высотой от I до 3 м. Состав обломков разнообразный с преобладанием местного материала. Видимая мощность современного аллювия рек около 6 м.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования на площади листа развиты широко. Среди них выделяются архейские, раннепротерозойские (?), палеозойские (?) и раннемеловые (?) интрузии.

### Архейские интрузии

Архейские магматические образования развиты в северной половине района. Среди них выделяются перидотиты и пироксениты, гиперстеновые и биотит-гиперстеновые плагиограниты, аляскитовые и биотит-роговообманковые граниты.

Перидотиты, пироксениты (σА) слагают секущее тело мощностью до ста метров и протяженностью до 3-4 км среди архейских кристаллических сланцев в бассейне р. Утук-Махит.

Перидотиты - мелко-, среднезернистые, темно-серые породы массивной текстуры, состоящие из оливина (25-30%), в меньшем количестве гиперстена и моноклинного пироксена (10-20%), в первичной роговой обманки (до 10%). Часто отмечается примесь темно-зеленой в шлифе хромовой шпинели (5-10%). Оливин в той или иной степени серпентинизирован. Часто развита светлая роговая обманка актинолитового типа (35-45%), образование которой связано с амфиболитизацией перидотитов. Структура пород аллотриоморфнозернистая.

Пироксениты в количественном отношении резко подчинены перидотитам. Они состоят из гиперстена (3-5%), моноклинного пироксена (60-70%) и развивающейся по ним роговой обманки актинолитового типа. Переходы между перидотитами и пироксенитами постепенные.

Помимо нанесенных на карту выходов ультраосновных пород, на рассматриваемой территории имеются мелкие согласные пластовые тела, которые ввиду незначительных размеров на карте не показаны. Эти тела встречаются среди кристаллических пород архея на различных стратиграфических уровнях.

Участвуя в строении складчатых структур архея, перидотиты и пироксениты метаморфизованы так же как архейские кристаллические сланцы, мигматизированы и прорваны гранитоидами, принадлежность которых к архею устанавливается абсолютным возрастом.

Последнее определяет архейский возраст ультраосновных пород.

Дейкократовые гиперстеновые, гиперстен-биотитовые плагиограниты (I<sub>1</sub>A) слагают жиллообразные пластовые тела мощностью

от 20 до 350 м, повсеместно мигматизируют кристаллические сланцы архея и образуют в бассейне рек Луча и Мал.Мутюки небольшие массивы площадью 3-5 км<sup>2</sup>.

Наиболее интенсивно мигматизация проявлена в породах сутамской свиты, нижней и средней подсвит хударкванской свиты и представлена различными морфологическими типами мигматитов - ветвистыми, глыбовыми, чаще теньевыми и послойными.

Массивы и крупные инъекции плагиогранитов находятся в полном структурном единстве с кристаллическими сланцами архея. Для массивов плагиогранитов характерен постепенный переход во вмещающие породы через теньевые и послойные мигматиты. Реже в инъекциях контакты с кристаллическими сланцами четкие, с развитием секущих апофиз. Массивы и крупные инъекции имеют неоднородное строение: в них сохраняются в различных частях согласные реликтовые вытянутые прослои вмещающих пород, теньевые расплывчатые полосы, сложенные темноцветными минералами, содержание гиперстена резко варьирует от 3 до 12%. В плагиогранитах часто отмечаются шпирообразные и неправильной формы участки, сложенные мономинеральным крупнозернистым серым или розовым полевым шпатом, иногда с отдельными монокристаллами пироксена или с кварцем.

Гиперстеновые и гиперстен-биотитовые плагиограниты - серые, бурные, мелко-, среднезернистые гнейсовидные или слабо гнейсовидные, реже массивные породы, состоящие из плагиоклаза (40-55%), кварца (25-30%), биотита и гиперстена (3-12%), микроклина (10-20%) и аксессуарных (апатит, магнетит). В зависимости от содержания биотита и гиперстена различаются биотитовые и гиперстеновые разновидности. Плагиоклаз состава олигоклаза-андезина № 28-35 часто полисинтетически sdвойникован, развиты антипертиты распада. Кварц образует удлинённые зерна. Гиперстен относится к высокожелезистым разновидностям. Решетчатый и нерешетчатый микроклин с обильными струйчатыми пертитамы замещает плагиоклаз. Содержание микроклина колеблется в зависимости от интенсивности более позднего наложенного процесса калиевого метасоматоза. В связи с этим наблюдается постепенный переход от плагиогранитов к разновидностям с преобладанием микроклина. Микроклиновые разновидности, как правило, развиты вблизи архейских аляскитовых гранитов.

Структура плагиогранитов гранобластовая, реже аллотриоморфнозернистая. Генезис рассматриваемых плагиогранитов, несомнен-

но, связан с процессами гранитизации (ультраметаморфизма) пород алданского комплекса, проходившими в условиях гранулитовой фации.

Плагиограниты мигматизируют кристаллические сланцы архея, участвуют в складчатых дислокациях совместно с архейскими породами и прорываются архейскими аляскистыми гранитами (бассейн р.Ивак), в связи с чем возраст их определяется как архейский.

Граниты аляскитовые (Г<sub>3</sub>А) слагают массивы, образуют согласные пластовые тела, секущие жилы и мигматизируют породы архея. Один из крупных по площади (45 км<sup>2</sup>) массив расположен в районе оз.Мал.Токо; в плане он резко вытянут в северо-западном направлении согласно с простиранием вмещающих толщ. Он сложен в основном аляскистыми гранитами. Резко подчиненное значение имеют биотит-роговообманковые граниты, связанные с аляскитами постепенными переходами. Менее крупные по площади массивы (3-6 км<sup>2</sup>) развиты на водоразделе рек Ивак и Утук, по правым притокам р.Ивак, на водоразделе рек Зеи и I Сивактыляк, в верховьях р.Туксани сложены аляскистыми гранитами, биотит-роговообманковые разновидности резко подчинены им.

В плане эти массивы вытянуты по направлению простирания вмещающих толщ. Они характеризуются неоднородностью строения, выраженной в частой и резкой смене зернистости пород (от мелкозернистых до крупнозернистых), наличием согласных линзовидных прослоев кристаллических сланцев мощностью от 10 до 100 м и присутствием согласных полос, сложенных цветными минералами. Там, где вмещающие сланцы подверглись более ранней слабой мигматизации гиперстеновыми плагиогранитами, границы массивов с вмещающими породами проводятся условно, и аляскиты связаны постепенными переходами через послойные, теньевые, реже очковые мигматиты с кристаллическими сланцами архея. В бассейне рек Ивак и Утук в толщах, интенсивно мигматизированных гиперстеновыми плагиогранитами, аляскиты образуют лишь согласные пластовые тела очень прихотливых очертаний и множество согласных и секущих жил во вмещающих породах.

Состав аляскитовых гранитов очень однообразен на всей площади листа и не зависит от состава вмещающих пород.

Аляскитовые граниты - розовые до красных мелко-, средне-, крупнозернистые породы, почти лишенные цветных минералов или содержащие небольшое количество биотита (2-3%). Текстура мас-



Таблица I

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п. Σ
	72,98	0,07	14,88	0,36	0,35	0,005	0,57	1,47	4,75	0,08	сл.	0,06	0,22
													9941

числовые характеристики по А. Н. Заваричко

	a	c	b	s	a'	f'	m'	n	a:c	q
	14,5	1,7	3,1	80,7	47,9	21,7	30,4	54	8,5	30,7

сивная, иногда переходящая в гнейсовидную, подчеркиваемую параллельным расположением удлиненных зерен кварца. Представлены двупольными разновидностями: аляскитами и плаггиоаляскитами. Плаггиоаляскиты развиты незначительно и представляют собой крупнозернистые породы, состоящие из плаггиоклаза (55-60%) состава олигоклаза-андезина № 25-31, кварца (30-35%), биотита (3%) и небольшого количества решетчатого микроклина (5%). В аляскитах увеличивается содержание микроклина до 30-50%, в их состав входит также кварц (30-35%), плаггиоклаз (20-40%), единичные листочки биотита и акцессорные (магнетит, циркон, апатит, ортит, редко сфен). В мигматитах увеличивается содержание биотита до 15%. Состав плаггиоклаза в аляскитовых гранитах изменяется от № 23-28 до № 30-35. В наиболее микроклинизированных разновидностях он более кислый (№ 22-25). Плаггиоклаз образует крупные зерна, близкие к таблитчатым и призматическим, и почти не сдвойникован. Кварц составляет крупные участки, часто он гранулирован. Биотит красно-коричневый, интенсивно замещается хлоритом - пеннином. Нерешетчатый микроклин в мелких зернах имеет  $2V = -83-88^\circ$ , в крупных широко-таблитчатых и амбовидных зернах решетчатого и нерешетчатого микроклина  $2V = -76-82^\circ$  наблюдаются все стадии замещения плаггиоклаза - от антипертитов и крупноструйчатых пертитов до крупных амбовидных образований микроклина, полностью замещающих плаггиоклаз. Характерно широкое развитие волокнистых и струйчатых пертитов. Наиболее интенсивно явления микроклинизации в аляскитах проявились в зонах разломов северо-западного простирания. Структура аляскитовых гранитов аллотриоморфнозернистая, переходная в гипидиоморфнозернистую, широко развиты структуры замещения. В гнейсовидных разновидностях структуры приближаются к гранобластовым со следами протоклаза.

Связанные с аляскитовыми гранитами постепенными переходами биотит-роговообманковые граниты представляют собой неравномерно-зернистые массивные текстуры, иногда неясногнейсовидные (линзовидно-полосчатые) породы, отличаются от аляскитов повышенным содержанием цветных минералов (10-15%), представленных биотитом и роговой обманкой. Акцессорные (циркон, апатит, ортит) встречаются в единичных зернах. Роговая обманка обыкновенная, зеленоватая, в существенно микроклиновых разновидностях близкая к субшелочной.

Химический состав (%) аляскитового гранита в долине р. Утук приведен в табл. I.

Из приведенных анализов и пересчетов следует, что аляски-  
товые граниты района характеризуются богатством кремнезема и  
бедностью фемических компонентами, преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ .

Аляскитовые и биотит-амфиболовые граниты являются наиболее  
молодыми интрузивными образованиями архея. В бассейне р.Ивак  
наблюдалось пересечение жилами аляскитов инъекций гиперстеновых  
плагитогранитов, мигматизирующих архейские кристаллические слан-  
цы. Сами аляскитовые и биотит-амфиболовые граниты также мигма-  
тизируют метаморфические породы архея и не встречаются среди  
нижнепротерозойских образований. Абсолютный возраст аляскитов,  
определенный по свинцовому методу из монацита в бассейне р.Десс  
(площадь листа N-52-VI, Гиммельфарб, 1960ф), составляет  
2200 млн. лет. Эти данные совпадают с определениями А.И.Тугари-  
нова (Виноградов, Тугаринов, 1960), согласно которым абсолютный  
возраст аляскитов по свинцовому методу для западной и централь-  
ной частей Алданского щита равен 2300 млн. лет.

В пределах района с архейскими аляскитовыми гранитами, в  
частности с жилами ортотектитов, связана редкоземельная минера-  
лизация (преимущественно монацит, реже ортит). Молибден, как  
акцессорный элемент, развит в архейских ортотектитах.

#### Р а н н е п р о т е р о з о й с к и е ( ? ) и н т р у з и и

Раннепротерозойские интрузивные породы выделяется до неко-  
торой степени условно. Они представлены амфиболитами, амфиболи-  
зированными габбро и габбро-диоритами, анортозитами, габбро-  
анортозитами и габбро-норитами, граносиенитами и гранодиоритами.

А м ф и б о л и з и р о в а н н ы е г а б б р о , а м -  
ф и б о л и т ы , г а б б р о - д и о р и т ы (  $\checkmark Pt_1?$  ).  
В верховьях рек Бол.Оконой и Этмата наблюдаются массивы амфибо-  
литов и амфиболитированных габбро, пространственно приуроченных  
к зоне крупного регионального глубинного разлома северо-запад-  
ного простирания. Они прорывают архейские метаморфические об-  
разования и сами рвутся нижнемеловыми гранодиоритами. Массивы  
амфиболитов вытянуты в плане и согласны на этих участках как с  
направлением зоны разломов, так и с простиранием вмещающих кри-  
сталлических сланцев. Преобладающими породами в массивах явля-

ются мономинеральные амфиболиты, а амфиболитированные габбро со-  
хранились в виде небольших линз мощностью до десятков метров и  
реликтовых участков среди мономинеральных амфиболитов.

Амфиболиты в пределах всех тел очень однородны. Отмечаются  
лишь некоторые колебания в зернистости пород (от мелко- до  
среднезернистых) и в содержании плагиоклаза. В породах хорошо  
развита кристаллизационная сланцеватость. Амфиболиты на многих  
участках интенсивно раздроблены, осветлены, вдоль трещин содер-  
жат прожилки хлорита и эпидота.

Состоят амфиболиты из амфибола (90%), моноклинного пирок-  
сена и основного плагиоклаза. Амфибол образует простые двойники  
и представлен обыкновенной роговой обманкой, кристаллы которой  
вытянуты в одном направлении и включают мелкие зерна пироксена  
и плагиоклаза, представляющие собой реликтовые участки первич-  
ного габбро (не более 10% объема породы). Структура амфиболитов  
гранобластовая.

Амфиболитированное габбро - зеленовато-серые, среднезер-  
нистые породы с заметной кристаллизационной сланцеватостью, по-  
степенно переходящие в массивные габбро. От мономинеральных ам-  
фиболитов они отличаются заметным количеством плагиоклаза. Наи-  
менее амфиболитированные разновидности габбро состоят из плагиоклаза  
(40%) состава лабрадора № 52-65, моноклинного пироксена (25-30%)  
и актинолитовой роговой обманки (30-35%). Роговая обманка разви-  
вается по пироксену и плагиоклазу. Структура пород габбровая,  
реликтовая. Наблюдаются постепенные переходы от амфиболитирован-  
ных габбро к мономинеральным амфиболитам.

В верховьях р.Утук-Макит наблюдаются две небольших дайки  
габбро и габбро-диоритов, приуроченные к разрывам, полого пада-  
ющим на северо-восток. В краевых частях интрузий отмечаются  
ксенолиты массивных перидотитов архейского возраста, имеющих с  
габбро-диоритами четкие контакты. Перидотиты фельдшпатизированы  
с образованием кристаллов зеленовато-белого плагиоклаза. Эндок-  
тактовые части интрузии представлены наиболее основными гней-  
совидными разновидностями габбро и оливинового габбро. В центральных  
частях породы более массивны и имеют состав габбро-диоритов.

Габбро-диориты - серые, мелко-, среднезернистые породы,  
состоящие из плагиоклаза (60-65%), роговой обманки (20-30%) и  
пироксена (16-20%).

Зеленовато-бурая, по-видимому, первичная роговая обманка,  
иногда замещается светлым актинолитом. Пироксен обычно моноклин-

ный, реже гиперстен обростает амфиболом. Плагноклаз состава андезина № 44 четко сдвойникован. Темноцветные минералы часто образуют скопления, создавая пятнистую микротекстуру. Структура габбровая, переходная к гранобластовой.

В оливиновых разностях увеличивается число цветных минералов до 60–65% и состав плагноклаза изменяется до лабрадора № 50–52. Оливин (до 10%) по трещинам серпентинизирован.

Возраст основных интрузивных пород условно определяется как раннепротерозойский на основании того, что сходные по структуре и составу породы на площади соседнего с запада листа N-52-IY (Казмин, 1963) прорывают нижепротерозойские метаморфические породы и сами прорываются и мигматизируются нижепротерозойскими гранитами.

С комплексом нижепротерозойских амфиболитов и габбро-амфиболитов западнее территории листа, в центральной части Станового хребта (площадь листа N-52-II, Глуховский, 1962 г.) связаны рудопроявления меди и никеля.

Анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты, габбро (вероятно?) слагают в бассейнах рек Ундытын, Ундыткан и Хули южное окончание Верхне-Ундытканского массива анортозитов, расположенного в основном в южной части листа O-52-XXXV, и ряд мелких тел площадью 0,5–0,7 км<sup>2</sup>. Массив анортозитов залегает в толще основных пироксеносодержащих кристаллических сланцев нижней подсвиты Худурканской свиты архея.

В экзоконтактной части массива кристаллические сланцы Худурканской свиты насыщены множеством согласных жильобразных тел анортозитов мощностью от 10 до 100 м. Аналогичные жилы также широко развиты по правым притокам р.Ивак и в бассейне р.Худуркан в кристаллических сланцах нижней подсвиты Худурканской свиты, в мраморах сутамской свиты. Взаимоотношения жил анортозитов с вмещающими основными кристаллическими сланцами носят инъекционный и метасоматический характер. Инъекционные взаимоотношения подтверждаются наличием местами четких, прихотливых, секущих контактов жил анортозитов с вмещающими породами, развитием ксенолитов различного состава, структуры и ориентировки с четкими остроугольными контурами. Метасоматические взаимоотношения выражены в существовании постепенных переходов от анортозитов к сланцам, развитым в переходной зоне в сланцах пятнистых тек-

стур и пород такситового строения, образовании скоплений крупнозернистого плагноклаза, появлении светлых лейкократовых участков, сложенных кварц-полевошпатовым материалом, развитыми в анортозитах у контакта со сланцами крупнозернистых новообразований пироксена размером до 2–3 см и неясных расплывчатых реликтов прослоев сланцев.

В составе массива выделяются различные разновидности анортозитов (лабрадориты, андезиниты, олигоклазиты), габбро-анортозиты, габбро-нориты. Распределение перечисленных разностей весьма неравномерно. В верховьях рек Ундыткан и Ундытын интрузия сложена лабрадоритами и габбро-анортозитами, а в бассейне рек Утук и Хули появляются наиболее кислые разности анортозитов – андезиниты, олигоклазиты. Жилы сложены андезинитами и олигоклазитами.

Для всего массива и особенно его эндоконтактных частей характерно наличие шпирообразных обособлений, сложенных наиболее меланократовыми разностями – габбро и габбро-норитами мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Какой-либо закономерности в ориентировке этих участков установить не удалось. В краевой части также сохраняются реликтовые прослои пироксеносодержащих сланцев часто вытянутой формы, согласные с вмещающими породами и дающие ряд разностей, переходящих от сланцев к анортозитам.

Количественное соотношение плагноклазов и цветных минералов в породах анортозитового комплекса непостоянно.

Анортозиты представляют собой почти мономинеральные плагноклазовые породы, иногда содержащие до 1–3% цветных минералов. Габбро-анортозиты содержат до 10–15% цветных, а габбро-нориты – 30–40%. Цветные минералы представлены роговой обманкой, гиперстеном и диопсидом, акцессорные – рудным и апатитом. Плагноклаз в лабрадоритах, габбро-анортозитах и габбро-норитах имеет состав лабрадора № 49–60, образует толстотаблитчатые и близкие к изометричным зерна без собственных граней, четкие полисинтетические двойники. По р.Хули в лабрадоритах наряду с лабрадором в подчиненном количестве развиты широкотаблитчатые языковидные выделения более кислого олигоклаза-андезина № 27–33, замещающего лабрадор.

Разновидностями анортозитов являются андезиниты и олиго-

класиты. Андезиниты – розоватые и светло-серые породы, сложенные андезином (№ 30-34). Гиперстен интенсивно замещается биотитом и хлоритом. Биотит красновато-коричневый (подобен биотиту кристаллических сланцев) развит в скелетных формах и сильно корродируется плагиоклазом. Кварц до 10-15% образует прожилковидные выделения.

В олигоклазитах мелкие изометричные зерна основного олигоклаза № 28-30 с четкими полисинтетическими двойниками замещаются крупными широкопластинчатыми несдвоенными зернами более кислого плагиоклаза № 22-24. Андезиниты и олигоклазиты в массиве и жилах микроклинизированы и окварцованы. Содержание решетчатого струйчатого-пертитового микроклина, замещающего плагиоклаз, колеблется от 10 до 40%. Кварц (15-20%) тесно ассоциирует с микроклином. Участками породы превращены в микроклиниты, состоящие из микроклина (55-90%) и кварца (10-40%). Структура во всех разновидностях плагиоклазитов аллотриоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая.

В массиве анортозитов редко встречаются (р.Хули) чарнокитоподобные крупнозернистые гиперстеновые граниты, связанные постепенными переходами с андезинитами и олигоклазитами. Это розовато-серые породы с массивной текстурой, состоящие из широкопластинчатого олигоклаза № 28-32 (45-50%), кварца (20-25%), образующего округлые зерна и вытянутые участки длиной до 10-15 мм и кристаллов гиперстена (10-12%) с  $2V = 58^\circ$ .

В табл.2 приведен химический состав (в %) анортозитов р.Хули.

Вопрос о генезисе пород габбро-анортозитового комплекса неясен. А.П.Лебедев (1957ф) рассматривает анортозиты как породы, кристаллизовавшиеся из плагиоклазитового расплава, возникшего на глубине при ассимиляции кислой магмой известково-глинистого материала. В.Н.Мошкин (1961ф) и Г.Н.Баженова (1961ф) отмечают, что в генезисе пород анортозитового комплекса крупнейшую роль играли процессы метасоматоза.

В образовании Верхне-Ундытканского массива анортозитов, несомненно, ведущая роль принадлежит процессам метасоматоза – анортозитизации основных пироксенсодержащих кристаллических сланцев архея и, по-видимому, насыщавших их интрузивных пород основного состава. Формирование Верхне-Ундытканского массива происходило, вероятно, в несколько стадий, в результате чего об-

разовался ряд пород от габбро-норитов до олигоклазитов и чарнокитов.

В восточной части хребта Джугджур установлено прорывание габбро-анортозитами нижнепротерозойских амфиболитов и метаморфических пород и, в свою очередь, габбро-анортозитов – древнеэстабновыми гранитами, на основании чего возраст анортозитов определяется как нижнепротерозойский (Сысоев, 1958ф).

На рассматриваемой территории нижнепротерозойский возраст анортозитов определяется условно, поскольку анортозиты и габбро-нориты через андезиниты и олигоклазиты переходят в чарнокитоподобные породы, характерные для архейского комплекса.

Восточнее района в хр.Джугджур, по данным В.Н.Мошкина (1961) и В.А.Сысоева (1958ф), с комплексом анортозитов связаны титаномагнетитовые непромышленные месторождения.

Гранодиориты, граносиениты (18 Pt<sub>1</sub>?) слагают массив площадью около 20 км<sup>2</sup> по правобережью р.Сатмар. Границы массива условны, так как он окружен полем интенсивно фельдшпатизированных сланцев средней и верхней подсуит хударканской свиты, превращенных в очковые мигматиты – порфиробластовые гнейсы, ксенолиты которых включены в самый массив. Поле развития порфиробластовых гнейсов повторяет очертания массива и вытянуто в северо-западном направлении. Граносиениты и гранодиориты массива связаны постепенными переходами между собой, а также с очковыми порфиробластовыми гнейсами, где крупные очки микроклина размером 1-2 см, как и минералы основной массы, четко ориентированы.

Граносиениты и гранодиориты состоят из микроклина, плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и акцессорных – сфена, апатита, рудного минерала, ортита. Содержание микроклина весьма изменчиво (от 20 до 50%), вследствие чего наблюдается целый ряд переходных разновидностей от гранодиоритов до граносиенитов. Цветные составляют 10-20%. Плагиоклаз (олигоклаз № 25, 28) образует как крупные выделения, так и большое количество мелких выделений, переполненных мirmekитовыми вростками кварца.

Микроклин представлен решетчатой, перешетчатой и нечетко-решетчатой разновидностью, иногда со струйчатыми пертитами. Он образует порфиробласты призматического облика и крупные неправильные амбовидные участки, замещающие интенсивно серицитизированный плагиоклаз состава олигоклаза № 26-29. Для микроклина

Таблица 2

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Σ
	50,51	0,21	28,13	0,31	1,16	0,03	1,34	11,98	4,05	0,48	0,14	-	0,13	0,51	98,98

Таблица 3

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Σ
	61,57	1,50	16,23	1,40	4,56	0,06	2,30	4,29	3,84	4,59	0,022	0,20	0,022	100,64

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	a	b	c	s	f'	m'	c'	r	t	φ	a:c	q
	15,0	11,4	3,2	70,4	49,1	33,17	17,2	55,9	1,8	10,7	4,7	+7,6

2V = -73-77°, реже -82°, что отличает его от микроклина архейских гранитоидов. Роговая обманка обыкновенная, зеленая, замещается биотитом. Красно-коричневый биотит почти нацело хлоритизирован. Структура пород гипидиоморфнозернистая, широко проявлены структуры замещения наряду с гранобластовыми и протокластическими структурами.

Химический состав (в %) граносиенитов (бассейн р.Сатмар) характеризуется данными табл.3.

Нижнепротерозойский возраст граносиенитов и гранодиоритов определен условно на основании сопоставления их с нижнепротерозойскими гранодиоритами, широко развитыми на территории листа N-52-IV (Казаин, 1963), которые впервые были выделены В.Н.Мошкиным под названием токско-алгоминского комплекса.

К граносиенитам и связанным с ними зонам фельдшпатизации приурочена редкоземельная минерализация, проявленная в образовании довольно крупных (до 0,5-0,6 см) кристаллов ортита, образующего иногда гнездообразные скопления.

#### Палеозойские (?) интрузии

Габбро-диабазы, диабазовые порфириты (βμ Pz?) образуют дайки, имеющие неравномерное распределение по площади листа. Единичные мелкие дайки, из-за масштаба не показанные на карте, отмечены повсеместно, но их ступенчатое наблюдается в бассейне рек Утук, Утук-Макит, Бол.Туксани, перевала Тас-Балаган. Большинство даек имеет северо-западное, западное простирание с крутыми (60-90°) углами падения и северо-востоку, более крутыми, чем углы падения во вмещающих кристаллических сланцах. Мощность даек составляет первые метры, протяженность от 30 до 3 км.

Габбро-диабазы состоят из плагиоклаза (50-60%), пироксенов (20%), биотита (15%), рудного минерала (5-7%). Плагиоклаз состава лабрадора и андезин-лабрадора интенсивно соскритизирован. Моноклинный пироксен-авгит замещается биотитом и роговой обманкой актинолитового типа. В кварцсодержащих разностях кварц образует микропегматитовые срастания с калиевым полевым шпатом и выполняет промежутки между плагиоклазом. Структура офитовая или долеритовая. При наличии вкрапленников породы относятся к диабазовым порфиритам.

Возраст описываемых образований как палеозойский определяется условно на основании сопоставления с другими районами Алданского щита, где Ю.К. Дзевановский (1958) выделяет дайковый комплекс габбро-диабазов и кварцевых диабазов, прорывающих горизонтально лежащие кембрийские отложения и перекрывающихся юрскими континентальными толщами.

### Р а н н е м е л о в ы е (?) и н т р у з и и

Раннемеловые интрузивные породы развиты в южной половине района. В их составе выделяются: гранодиориты, граниты биотит-роговообманковые, кварцевые диориты; граниты лейкократовые, биотитовые; гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, фельзит-порфиры.

Гранодиориты, граниты биотит-роговообманковые ( $\text{Id}_1 \text{St}_1?$ ), кварцевые диориты ( $\text{Do}_1 \text{St}_1?$ ) слагают крупный по площади (1800 км<sup>2</sup>) массив в южной части района. Они прорывают архейские и нижнепротерозойские метаморфические образования и нижнепротерозойские (?) амфиболиты и габбро-амфиболиты. В зоне экзоконтакта интрузии кристаллические сланцы архея остаются неизменными и лишь в бассейне р. П. Сивактыляк на контакте массива гранодиоритов с породами средней подсвиты худурканской свиты, богатой мраморами, развиты скарны. В массиве четко проявлены признаки гипабиссальности. В пределах северной краевой части интрузии в руслах ручьев обнажаются наиболее глубоко вскрытые ее части, представленные порфировидными гранодиоритами. По мере движения к контакту появляются порфировые разности с уменьшающейся степенью раскристаллизации основной массы. Аналогичные взаимоотношения пород прослеживаются и при приближении к контактам интрузии в горизонтальном направлении.

Центральные части массива сложены равномернозернистыми и слабо порфировидными гранодиоритами, реже гранитами. Граниты развиты на незначительных площадях в бассейне р. Бол. Мутюки, где они на небольших расстояниях сменяются гранодиоритами. В южной и центральной краевой части массива гранодиориты сменяются более мелкозернистыми и меланократовыми разностями - кварцевыми диоритами. Подобные разновидности на площади сопредельного с

юга листа N-52-XI (Дыренко, 1962ф) выделены в самостоятельную фазу раннемеловой интрузии, предшествующую внедрению гранодиоритов.

По мнению авторов настоящей записки, подобное выделение диоритов в самостоятельную фазу ошибочно, так как они являются лишь фазией гранодиоритовой интрузии. В обнажениях по рекам Зее и Бол. Окнону авторами наблюдались постепенные переходы от гранодиоритов через кварцевые диориты к диоритам. Краевая часть интрузии здесь насыщена многочисленными ксенолитами различных размеров (от нескольких сантиметров до десятков метров). В зависимости от степени переработки и первичного субстрата выделяются ксенолиты различные по составу - от амфиболитов до микродиоритов. Контакты крупных ксенолитов с вмещающими их гранодиоритами четкие, резкие и могут быть приняты за рвущий контакт разновозрастных фаз.

Биотит-роговообманковые гранодиориты состоят из плагиоклаза (45-50%), калиевого полевого шпата (15-25%), кварца (15%), роговой обманки (10%), биотита (5%) и аксессуарных - сфена, апатита и рудного минерала. Характерен четко различаемый макроскопически резкий идиоморфизм темноцветных минералов. Плагиоклаз образует идиоморфные призматические кристаллы зонального строения: ядро имеет состав андезина № 33-35, центральные части - олигоклаз № 24-20, в краевых - олигоклаз-альбит № 15-7, иногда отмечается обратная зональность в отдельных частях зерна, что указывает на резко неравномерную обстановку кристаллизации. Калиевый полевой шпат - нерешетчатый микроклин, иногда с пленочными пергитами замещения. Биотит образует идиоморфные псевдогексагональные листочки и широкие таблицы. Роговая обманка зеленая, идиоморфная, иногда развиты простые двойники по  $[100]$ . Кварц нередко идиоморфен по отношению к калиевому полевоому шпату. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Химический состав (в %) гранодиоритов р. Бол. Окнон приводится в табл. 4.

Биотит-роговообманковые граниты встречаются совместно с гранодиоритами и отличаются от последних большим количеством кварца (25-30%) и более кислым плагиоклазом (олигоклаз № 25-27). Гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты, претерпевшие рассланцевание с последующей метасоматической переработкой, представляют собой светлые мелкозернистые часто порфировидные породы. Для них характерно окварцевание и преобладание решет-

чатого микроклина, иногда слагающего метакристаллы.

Гранодиорит-порфиры и порфировидные гранодиориты краевой фации состоят из тех же минералов, что и гранодиориты. Для них характерно наличие вкрапленников двух генераций. Крупные в 2-4 мм вкрапленники I генерации составляют 35-40% объема пород и представлены плагиоклазом, реже идиоморфными биотитом и роговой обманкой. Иногда появляются крупные вкрапленники кварца. Плагиоклаз тонкозональный с резкими границами между зонами. Состав его изменяется от андезина № 30-34 в центральной части до олигоклаза № 16-18 в краевых зонах. Более мелкие около 0,5 мм вкрапленники II генерации количественно подчинены (10-15%) и представлены роговой обманкой и плагиоклазом в равных количествах.

Плагиоклазы II генерации также зональные, особенно тонкие и четкие зоны развиты в краевых частях, в центральной - смена зон постепенная. Ядро в них состава андезина № 32. Основная масса состоит из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита и роговой обманки. Гранодиорит-порфиры с двумя генерациями вкрапленников обладают гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, и вкрапленники II генерации постепенно переходят в основную массу. В тех разностях, где нечетко выделяются две генерации вкрапленников, структура основной массы микропоякситовая, участками с реликтами сферолитового строения.

Кварцевые диориты и диориты - серые, темно-серые, среднезернистые и мелкозернистые породы - отличаются от гранодиоритов большим содержанием цветных минералов (до 20-23%) и меньшим содержанием калиевого полевого шпата и кварца (до 10%). Плагиоклаз состава андезина № 30-42 иногда с обратной зональностью.

Лейкократовые биотитовые граниты (13  $St_1?$ ) слагают штоки площадью 2-4 км<sup>2</sup>, приуроченные к зонам разломов в бассейне рек Бол.Мутюки и Этмата. Контакты гранитов с вмещающими гранодиоритами резкие, четкие. В штоке в приустьевой части р.Этмата наблюдались переходные разности от гранитов к кварцевым порфирам, являющимся, по-видимому, краевой фацией лейкократовых гранитов. Лейкократовые биотитовые граниты - светлые, мелко-, среднезернистые породы массивной текстуры. В их состав входят плагиоклаз (20-25%), калиевый полевой шпат (40-45%), кварц (25-30%), биотит (5%) и акцессорные - сфен, ортит, магнетит. Плагиоклаз состава альбит-олигоклаза и олиго-

клаза, идиоморфный. Калиевый полевой шпат, ортоклаз, иногда решетчатый микроклин, возможны переходные ортоклаз-микроклиновые разности. Струйчатые пертиты в микроклин ориентированы согласно спайности кристаллов. Структура гипидиоморфнозернистая, реже аплитовая.

Химический состав (в %) лейкократовых гранитов устья р.Этмата приводится в табл.5.

Граниты относятся к пересыщенным  $SiO_2$  породам, бедным щелочами.

С лейкократовыми гранитами связаны жилы аплитов и аплитовидных гранитов мощностью 0,2-5 м протяженностью до первых десятков метров. Они представляют собой розовые мелкозернистые породы с аплитовой структурой. Состав их сходен с составом лейкократовых гранитов и отличается лишь отсутствием темноцветных минералов.

Гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры (13  $St_1?$ ); фельзиты, фельзит-порфиры (14  $St_1?$ ). С комплексом рассмотренных выше интрузий гранодиоритов связаны дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и диоритовых порфиров северо-восточного простирания. Контакты даек резкие, прямолинейные крутые. Мощность их изменяется от первых до десятков метров, протяженность 2-3 км. Дайковые поля наблюдаются в верховье р.Бол.Оконов и в бассейне р.Этмата.

Жильные гранодиорит-порфиры сходны с гранодиорит-порфирами эндоконтактной фации массива и отличаются от них более плохой раскristаллизацией основной массы (размер зерен 0,01-0,2 мм).

Гранит-порфиры имеют незначительное распространение, по структуре аналогичны жильным гранодиорит-порфирам и отличаются от них большим содержанием кварца (до 25%) и меньшим - темноцветных (10%).

Диоритовые порфириты отличаются от гранодиорит-порфиров более темной окраской и еще худшей раскristаллизацией основной массы. Количество вкрапленников составляет 20-25% и они представлены в одних разностях только зональным плагиоклазом, а в других - роговой обманкой и единичными зернами кварца и биотита. Развиты два типа структур: панидиоморфнозернистая, близкая к микролитовой - основная масса состоит из андезина № 40 и роговой обманки и полустекловатая - основную массу составляют хлорит, эпидот, рудный минерал и скопления карбоната.

Таблица 4

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	SO <sub>3</sub>	Σ
65,27	0,43	16,51	1,07	2,23	0,05	2,15	4,28	4,71	3,60	0,19	0,80	0,10	101,18

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	c	b	S	c'	m'	f'	n	a:c	q
15,2	3,2	8,6	73,0	22,7	41,4	35,9	66,6	4,8	+12,4

Таблица 5

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ
66,84	0,24	17,59	0,64	1,83	0,03	3,19	1,17	0,14	0,80	4,32	2,80	99,45

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	c	b	S	f'	a'	m'	n	a:c	q
13,61	3,78	6,05	77,93	23	43	34	70	3,6	23,49

Дайки фельзитов и фельзит-порфиров приурочены к разломам северо-восточного направления в массиве гранодиоритов на правобережье р.Зая. Мощность даек 30-60 см. Контакты крутые (80-90°), прямодлинейные.

Фельзиты и фельзит-порфиры представляют собой белые, светло-серые, массивные, полнокристаллические, мелкозернистые породы, состоящие из кварца и полевого шпата. Структура их афировая, реже порфировая. Вкрапленники (кварц) редки. Структура основной массы фельзитовая и микрофельзитовая.

По условиям залегания массив гранитоидов можно отнести к пологим интрузиям трещинного типа. Об этом свидетельствуют наблюдавшиеся в бассейнах рек Бол.Оконой, П Сивактыляк и Этмата пологие (5-30°) контакты интрузии с вмещающими породами. Это согласуется с представлениями Ю.К.Дзевановского (1958) о том, что "внедрения гранитоидов происходили, видимо, по наклонным разрывам, чем объясняется большая площадь их выходов".

Рассмотренные выше интрузии гранитоидов широко развиты в зоне Становика-Джугджура. Однако возраст их точно не установлен. В.Н.Мошкин и Ю.А.Альбов (1956) считают гранодиориты донинемеловыми на основании налегания нижнемеловых конгломератов с флорой неокома на их размытую поверхность (в верхнем течении р.Уды). А.Г.Кац (1963) датирует возраст гранитоидов как нижнемеловой на основании того, что на территории листа N-52-I в гранодиоритах обнаружены ксенолиты порфиритов вулканогенной толщи нижнего мела, и они прорывают складчатую толщу с фауной неокома. На сопредельной с юга территории абсолютный возраст описанной интрузии определяется калий-аргоновым методом в 107, 112, 117, 120 млн.лет (площади листов N-52-X, XI, Лошак, 1963, Дыренко, 1962ф). Учитывая противоречивость данных о возрасте гранодиоритов, в настоящее время он определяется как нижнемеловой условно.

Мезозойский возраст этих интрузий подтверждается данными определений абсолютного возраста в 145, 120-110, 88 млн.лет (Дзевановский, 1959, Мошкин и др., 1956). Возраст лейкократовых гранитов и жильных образований, связанных с гранитоидами, условно определяется как нижнемеловой на основании их тесной пространственной связи, а также петрографического и химического сходства. На территории сопредельного с юго-запада листа N-52-X (Лошак, 1963) абсолютный возраст лейкократовых гранитов состав-



ляет 99, 104 млн. лет, а гранодиорит-порфиров II7, I32 млн. лет (калий-аргоновый метод).

С контактово-метасоматическими процессами в зоне экзоконтакта раннемеловых гранодиоритов связаны скарны с магнетитом, свинцом и цинком. С лейкократовыми гранитами в западной части Станового хребта связываются проявления молибдена.

## ТЕКТНИКА

В строении района основная роль принадлежит сложно дислоцированному кристаллическому фундаменту, представленному архейским Алданским щитом и нижнепротерозойской Становой складчатой областью. Слабо дислоцированный платформенный чехол, сложенный осадочными отложениями синия и юры, занимает незначительную площадь в северо-восточной части территории. Характерной чертой описываемой площади является возрождение тектонической активности и образование структур глыбовых деформаций в мезо-кайнозое.

### Структуры кристаллического основания

#### Алданский щит

Кристаллические породы архея (южная часть Алданского щита) занимают большую часть территории листа. Формирование их связано с длительным этапом накопления мощных осадочных толщ, сопровождавшегося излияниями основных эффузивов, впоследствии превращенных в гнейсы и кристаллические сланцы. Архейский этап завершается складкообразованием в условиях глубинного метаморфизма и магматизма. Свидетельством этого является глубокий метаморфизм алданского комплекса в гранулитовой фации и широкое проявление синорогенных гранитов, интенсивно мигматизирующих метаморфические породы архея.

В пределах района выделяются три крупные сопряженные складчатые структуры (с севера на юг): Альванарская синклиналь, Лучинская антиклиналь и Аюмканская синклиналь (рис.1).

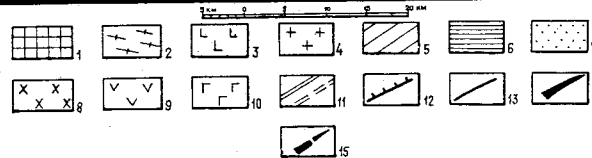
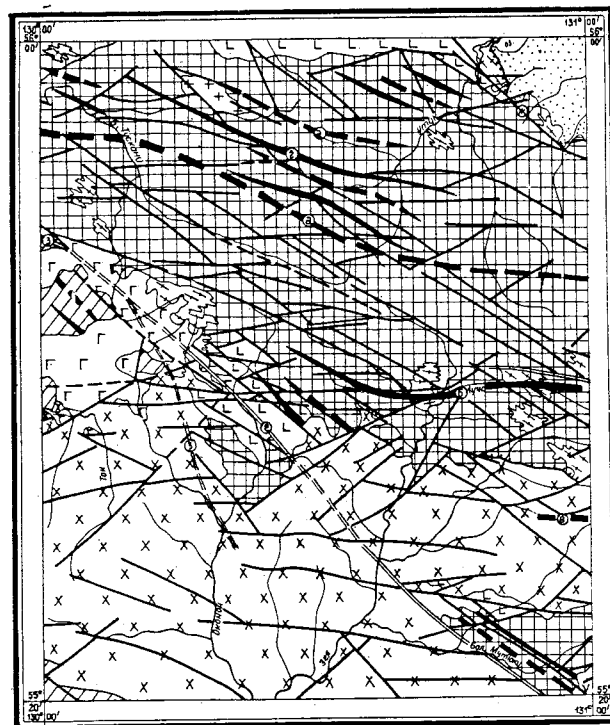


Рис. 1. Тектоническая схема

Кристаллический фундамент. Алданский щит: 1 - область развития крупных брахоскладок и линейных складок, образованных архейскими толщами; 2 - синорогенные массивы архейских гранитов с полями мигматитов; 3 - приразломные массивы нижнепротерозойских (?) амфиболитов, амфиболитованных габбро, анортозитов, габбро-анортозитов; 4 - посторогенный приразломный массив нижнепротерозойских (?) граносенитов и гранодиоритов. Становая нижнепротерозойская складчатая область: 5 - область развития линейных складок в породах амфиболитовой фации метаморфизма.

Платформенный осадочный чехол: 6 - синий осадочный чехол; 7 - южная окраина Томинской мезозойской депрессии, выполненная слабо дислоцированными континентальными отложениями юры. Структуры этапа глыбовых деформаций и активизации кристаллического основания в мезо-кайнозое: 8 - трещинные интрузии раннемеловых (?) гранитоидов; 9 - слабо дислоцированные покровы раннемеловых эффузивов кислого состава; 10 - горизонтально лежащие покровы четвертичных базальтов.

Прочие обозначения: 11 - долгоживущие разломы; а - достоверные, б - предполагаемые; 12 - разрывные нарушения (надвиги), с указанием падения плоскости смещения; 13 - прочие разрывные нарушения; 14 - оси антиклиналей и направление погружения их шарнира; 15 - оси синклиналей и направление возмущения их шарнира.

Важнейшие структуры (обозначены буквами на схеме): а - Альванарская синклиналь, б - Лучинская антиклиналь, в - Аюмканская синклиналь, г - Сатмарская антиклиналь, д - Утукская синклиналь, е - Оконский разлом, ж - Токский разлом, з - Становой разлом.

Альванарская синклиналь представляет собой крупную складку, занимающую почти всю северную часть района. Северное крыло и центриклинальное замыкание складки четко маркируется выходами карбонатных пород средней подсвиты хударканской свиты. Ось Альванарской синклинали прослеживается в запад-северо-западном направлении от верховьев р. Курайкандакан, через вершину рек Утук-Макит и Альванар к устью р. Бол.Туксани.

На значительном протяжении шарнир синклинали не испытывает undуляции. Это отчетливо подчеркивается выходами пород альванарской свиты в ядре структуры на расстоянии 50-60 км. В районе перевала Тас-Балаган по направлению к юго-востоку шарнир Альванарской синклинали резко воздымается, что приводит к центриклинальному замыканию складки в верхнем течении р. Ивак. Размах крыльев Альванарской синклинали составляет около 30-40 км. Северо-восточное крыло структуры имеет сложное строение, обусловленное наличием складок более высокого порядка и значительного количества дизъюнктивных нарушений. Последние в большинстве своем отмечены в верховьях рек Ундытын, Ундыткан, Хули. Наличие их приводит к значительным смещениям по разломам пород средней подсвиты хударканской свиты и созданию ряда тектонических блоков. Отмечается усложнение крупных складок линейными складками более высоких порядков, ориентированными согласно общему запад-северо-западному простиранию северо-восточного крыла. Они отчетливо фиксируются встречными падениями пластов на фоне общего моноклиналиного падения пород северо-восточного крыла к центру Альванарской синклинали. Наиболее крупными складками второго порядка являются Сатмарская антиклиналь и Утукская синклиналь.

Сатмарская антиклиналь расположена в верховьях р. Сатмар. Ширина полосы выходов пород средней подсвиты хударканской свиты, слагающих ядро складки и частично крылья, составляет около 4 км. Преобладают крутые (60-80°) падения слоев на крыльях антиклинали. Для приосевой части структуры характерна более мелкая складчатость с амплитудами порядка десятков метров, фиксируемая частой сменой залегания пластов.

Утукская синклиналь, сопрягающаяся на севере с Сатмарской антиклиналью, прослеживается по водоразделу рек Утук и Ундыткан. В восточной части структуры пласты наклонены к центру под углами 20-60°. В западной части на водоразделе рек Ундыткан и Сатмар залегание пород более крутое (70-80°)

и усложняется мелкой линейной складчатостью. К ядру складки приурочен массив нижнепротерозойских гранитоидов, имеющий в плане вытянутую форму и простирание, согласное простиранию Утукской синклинали.

Юго-западное крыло Альванарской синклинали имеет довольно простое строение и на большом протяжении сложено породами верхней подсвиты хударканской свиты, пласты которых падают моноклиналино к осевой части структуры. Западнее ручья Солокит углы наклона пластов сравнительно пологие (20-40°). Восточнее того же ручья наблюдается некоторое увеличение наклона пластов до 30-50°. На общем моноклиналином фоне наклона юго-западного крыла отмечаются редкие локальные отклонения наклона пластов от 10 до 60°, вызванные дополнительными складчатыми усложнениями.

Центриклинальное замыкание Альванарской синклинали наблюдается в бассейне р. Ивак и четко фиксируется залеганием пород всех трех подсвит хударканской свиты, образующих в плане обращенную к юго-востоку пологую дугу. Для центриклинали структуры характерен наклон пластов к ядру под углами 36-60°.

Строение ядра Альванарской синклинали подчеркивается залегающими в приосевой части образованиями альванарской свиты. В низовьях р. Туксани ширина полосы выходов альванарской свиты в ядре не превышает 6-7 км, причем намечается асимметричность его структуры: в районе юго-западного крыла слои падают под углом 20-50°; северо-восточного - 60-80°. На правом берегу р. Бол. Туксани полоса выходов альванарской свиты несколько сужается, а залегание пластов усложнено линейными складками высоких порядков и разломами.

Восточнее р. Альванар ядро Альванарской складки усложнено антиклиналью второго порядка, ось которой имеет запад-северо-западное простирание.

Ось Лучинской антиклинали прослеживается в субширотном направлении от верховьев р. Саргаканда на запад до устья р. Луча и далее на запад-северо-запад к верховьям р. Бол. Оконов. Шарнир складки залегает полого в бассейне р. Луча, круто погружаясь на правом берегу р. Зея. Западное периклиналиное замыкание складки в верховьях р. Сивактыляк четко фиксируется выходами мраморов.

Ядро Лучинской антиклинали сложено нижней подсвитой хударканской свиты, крылья и замок - средней. Залегание пластов в крыльях Лучинской антиклинали крутое (45-50°), выполаживается в

замке структуры до  $30^{\circ}$ .

Южное крыло Лучинской антиклинали в верховьях р. Бол.Оконон осложнено линейными складками северо-западного простирания с размахом крыльев 2-3 км.

Большая часть Аюмканской синклинали расположена на территории смежного листа N-52-УІ. Ось ее протягивается от верховьев р. Купури (площадь листа N-52-УІ) в северо-западном направлении до верховьев р. Бол. Мутюки и далее субшироко к верховьям р. Бол. Оконон.

Строение Аюмканской синклинали замаскировано интрузией нижнемеловых гранодиоритов. Сохранились лишь незначительные фрагменты этой структуры. В северном крыле Аюмканской синклинали (р. Мал. Мутюки), сложенном карбонатными породами и кристаллическими сланцами средней подсвиты хударканской свиты, пласты падают моноклинально на юг и юго-запад под углами  $40-60^{\circ}$ . Фрагмент южного крыла в бассейне р. Бол. Мутюки сложен метаморфическими породами средней и верхней подсвиты хударканской свиты, пласты которых наклонены на север под углами  $50-70^{\circ}$ .

В целом для архейских складчатых структур характерно общее запад-северо-западное простирание и довольно спокойный характер складчатости.

Документированные архейские дизъюнктивы не установлены. Несомненно, что часть фиксируемых в архейском фундаменте разрывов была заложена в архейский этап складчатости, Ю. К. Дзевановский (1961) на Алданском щите относит к архею заложение Главного Алданского разлома, юго-восточным окончанием которого является на описываемой территории Окононский разлом.

Синорогенные интрузии архейских аляскитовых гранитов не обнаруживают четкой приуроченности к определенным структурам. Массивы гиперстеновых плагиигранитов тяготеют к ядру Лучинской антиклинали.

В конце архейского этапа Алданский щит окончательно консолидируется в жесткий массив и в дальнейшем характеризуется в основном платформенным режимом развития.

В этап нижнепротерозойской складчатости, охватившей Становую область, архейский фундамент Алданского щита подвергся интенсивным дизъюнктивным дислокациям. К зонам крупных разломов нижнепротерозойского возраста, имеющим запад-северо-западное направление, приурочены трещинные нижнепротерозойские интрузии.

Наиболее крупным разломом этого этапа является Окононский разлом, прослеживающийся от верховьев р. Бол. Оконон к долине р. Этмата, и Токийский, проходящий в районе оз. Мал. Токо. С первым связано внедрение интрузии амфиболитов и амфиболитизированных габбро, со вторым - анортозитов и габбро-анортозитов.

В зоне, примыкающей с севера к тектонической границе Алданского щита и Становой складчатой области (бассейн р. Авгенкур, долина р. Бол. Оконон), архейские метаморфические породы подверглись интенсивному расслаиванию и диафторезу, что связано, видимо, также с этапом нижнепротерозойской орогении.

#### Становая нижнепротерозойская складчатая область

Становая нижнепротерозойская складчатая область, охватывающая западную часть района, граничит с Алданским щитом по Становому глубинному разлому. Эта граница четко устанавливается в бассейне р. Авгенкур (в основном к западу от описываемой территории), она может быть намечена под покровом базальтов до верховьев р. Бол. Оконон и далее замаскирована интрузией нижнемеловых гранодиоритов.

Амфиболитовая фация метаморфизма и интенсивная дислоцированность кристаллического фундамента Становой области указывают, что формирование пород, слагающих кристаллическое основание, происходило в геосинклинальных условиях глубинного типа, в которых складчатость сопровождалась региональным метаморфизмом и синорогенным глубинным магматизмом.

В бассейне руч. Сам-Анакит в нижнепротерозойском фундаменте устанавливаются сопряженные линейные складки северо-западного простирания с размахом крыльев до 4-5 км. Падение крыльев не превышает  $20-30^{\circ}$ . Упомянутые складки являются складками второго порядка, осложняющими осевую часть крупной Токско-Алгоминской синклинали структуры, расположенной на смежной с запада территории листа N-52-ІУ (Казмин, 1963).

Важнейшим дизъюнктивным нарушением нижнепротерозойского времени является Становой глубинный разлом, зона которого обнажена в районе на коротком отрезке в долине р. Авгенкур. Образо-

вание его, как границы Становой области и Алданского щита, относится к началу раннего протерозоя и связано с заложением Становой складчатой области. К югу и юго-востоку от верховьев р. Авгенкур Становой разлом замаскирован покровом четвертичных базальтов, изливания которых приурочены к зоне этого разлома. В южной части района Становой разлом скрыт крупной по площади интрузией раннемеловых гранитов, внедрение которой, скорее всего, происходило по его зоне и зонам разрывов, оперяющих Становой разлом. Можно предположительно наметить продолжение Становой разлома от верховьев р. Авгенкур через водораздел рек Мал. Бол. Оконон к устью р. Этмата-Макит. В бассейне р. Авгенкур Становой разлом выражен 3-4-километровой зоной диафоритов, интенсивно расщепленных и частично милонитизированных.

В конце нижнего протерозоя происходит замыкание нижепротерозойской геосинклинали и причленение к Алданскому щиту Становой складчатой области, составивших впоследствии единый кристаллический фундамент.

#### П л а т ф о р м е н н ы й о с а д о ч н ы й ч е х о л

Платформенный чехол сложен синийскими и юрскими осадочными образованиями, выполняющими Токинскую депрессию. За пределами Токинской депрессии указанные отложения отсутствуют.

В синийском чехле отмечены субширотные пологие складки с размахом крыльев до 100 м, сложенные доломитами и известковистыми песчаниками. Падение крыльев под углами 3-10°.

В районе оз. Мал. Токо отмечается надвиг архейских пород на юрские. В зоне надвига осадочные породы кры смяты в серию небольших складок с размахом крыльев до десятка метров, с крутыми углами падения (до 60°). По мере удаления к северо-востоку от надвига интенсивность складчатости заметно снижается и на расстоянии 5 км от него залегание юрских пород спокойное, моноклинальное с падением крыльев на север под углами 2-5°.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что только северо-восточная часть района являлась областью накопления осадков платформенного типа в синии и юре. Большая же часть района, на-

чиная с конца протерозоя, очевидно, представляла собой область поднятия и размыва.

#### С т р у к т у р ы э т а п а г л ы б о в ы х д е ф о р м а ц и й и а к т и в и з а ц и и к р и с т а л л и ч е с к о г о о с н о в а н и я в м е з о - к а й н о з о е

Мезозойский этап геологического развития характеризуется возрождением тектонической активизации, выраженной дифференцированными глыбовыми перемещениями фундамента. Результатом последних явились незначительные по размерам узкие прерывистые грабены, расположенные вдоль Окононского разлома (в бассейне р. Бол. Оконон), заполненные нижнемеловыми осадочными, преимущественно грубообломочными породами. Они залегают моноклинально с крутым падением пластов на юго-запад под углами 60-90°. В зоне Окононского разлома интенсивно проявился дислокационный метаморфизм. Галька мезозойских конгломератов раздавлена, отчего конгломераты часто имеют облик линзовидно-полосчатой породы неясного состава. Глинистые пропластки превращены в чешуйчатые и плитчатые аргиллиты.

Глыбовые перемещения кристаллического фундамента сопровождались внедрением громадных масс раннемеловых гранитоидов по зонам глубинных разломов и оперяющих их трещинам. Слабый наклон (от 5 до 50°) кровли и подошвы пластообразных тел гранитоидов зафиксирован в коренных обнажениях в верхнем течении рек Зеи и Оконона. Мощность отдельных пластообразных тел колеблется от 300 до 600 м. В бассейне р. Этмата гранитоиды перекрывают архейские кристаллические сланцы.

Возможно, одновременно или позже внедрения гранитоидов по глубоким расколам в фундаменте на эродированную поверхность кристаллических пород изливаются эффузивы кислого и среднего состава, зафиксированные в юго-восточном углу района и на смежных площадях (площадь листов N-52-VI, N-52-XI).

Отражением глыбовых дислокаций в мезозое и кайнозое являются разрывные нарушения, имеющие большое значение в формировании современного тектонического плана территории.

Обращает на себя внимание различная ориентировка преоблада-

ющих направлений разрывных структур в северной и южной частях района. На севере преобладают разрывы северо-западного простирания и, в большинстве случаев, параллельные складчатым структурам фундамента. Северо-западные разрывы прослеживаются в виде четких прямых линий, что указывает на крутое залегание плоскостей сместителя. Протяженность отдельных нарушений различная и колеблется от 10 до 40 км. По характеру дислокаций они являются ступенчатыми сбросами с различной амплитудой вертикальных перемещений. На южной половине территории листа большая часть разрывов имеет субширотное направление. Они прослеживаются, главным образом, в поле развития нижнемеловых гранодиоритов в виде четких слабо извилистых линий протяженностью 40-60 км. Непосредственный наклон плоскости сместителя не документируется, однако, судя по конфигурации линий, они наклонены к югу под углами 60-80°. По характеру дислокаций широтные разрывы являются, видимо, сбросами с незначительными перемещениями в горизонтальном плане.

Как северо-западные, так и широтные разрывы сопровождаются системой оперяющих трещин различных направлений. Преобладают открытые трещины северо-восточного направления, выполненные дайками нижнемеловых (?) интрузий.

Точный геологический возраст разрывных нарушений не устанавливается. Заложенные, видимо, в докембрийское время, они неоднократно подновлялись во все другие геологические эпохи, вплоть до верхнечетвертичного времени. На местности большинство разломов выражены зонами катаклизмов и милонитов мощностью от 1 до 20 м. Наиболее мощная зона катаклаза (до 1-1,5 км) отмечена на юго-западе и связана с разрывами субширотного направления.

Четвертичный период знаменуется повторным возрождением активизации фундамента. По глубинным расколам, на сnivelированную поверхность докембрийских кристаллических пород и нижнемеловых гранитоидов изливаются базальтовые лавы, образующие обширное плато. Новейшие движения приводят к образованию современного горного массива, являющегося результатом блоковых поднятий.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По отношению к новейшим движениям в районе выделяются (рис.2): I - область интенсивных блоковых поднятий с высокогорным ледниково-эрозионным альпинотипным рельефом; II - область умеренных блоковых поднятий со среднегорным денудационно-эрозионным интенсивно расчлененным крутосклонным рельефом; среднегорным денудационно-эрозионным пологосклонным рельефом; вулканоогненным рельефом; среднегорным слабо расчлененным денудационным рельефом; III - область слабых блоковых поднятий или тектонически стабильная со средне-низкогорным эрозионно-денудационным рельефом. Интразональными являются: ледниково-аккумулятивный рельеф и эрозионно-аккумулятивный рельеф.

### Область интенсивных блоковых поднятий

Высокогорный ледниково-эрозионный альпинотипный рельеф охватывает бассейны рек Утук и Туксани, верховья рек Бол.Оконон и Зея. С северо-востока и юго-запада эта территория ограничивается крупными тектоническими нарушениями, выраженными в рельефе в виде четких сбросовых уступов. Рельеф исключительно сильной расчлененности. Относительные превышения - 1200 м. Водоразделы узкие, гребневидные. Истоки почти всех рек этой области располагаются в карах с крутыми, почти отвесными стенками. Наблюдаются каровые лестницы, состоящие из 2 и 3 ступеней, где днища каров возвышаются друг над другом на 80-100 м, располагаясь на абсолютной высоте 1600-2000 м. Все долины рек имеют ледниковое происхождение. Ширина их колеблется от 1 до 1,5 км. Троги долин рек Утук и Ивак в значительной степени разрушены эрозией, а трого рек бассейна р.Бол.Туксани находятся лишь в стадии эрозионного углубления. Русла рек каменистые и порой от истоков до устья состоят из серии водопадов.

## Область умеренных блоковых поднятий

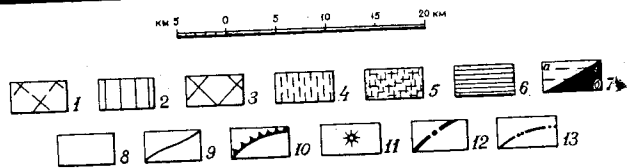
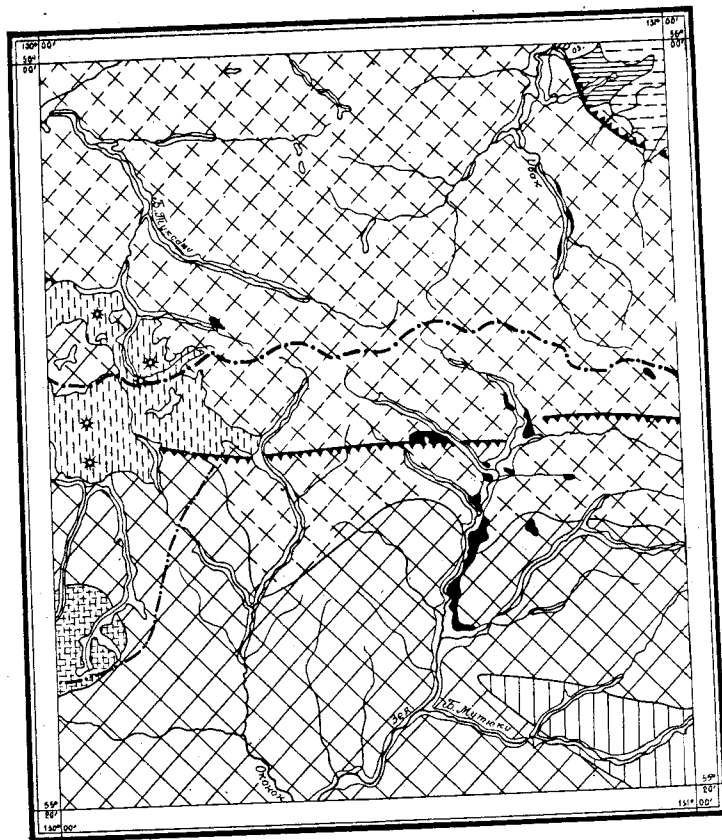


Рис. 2. Геоморфологическая схема

Область интенсивных блоковых поднятий: 1 - высокогорный ледниково-эрозионный альпийский рельеф. Область умеренных блоковых поднятий: 2 - среднегорный денудационно-эрозионный интенсивно-расчлененный крутосклонный рельеф; 3 - среднегорный денудационно-эрозионный пологосклонный рельеф; 4 - вулканогенный рельеф; 5 - среднегорный слабо расчлененный денудационный рельеф. Область слабых блоковых поднятий (Токинская впадина): 6 - средне-низкогорный эрозионно-денудационный рельеф. Интразональные типы рельефа: 7 - ледниково-аккумулятивный рельеф: а - в Токинской котловине, б - в горной части района; 8 - эрозионно-аккумулятивный рельеф. Прочие обозначения: 9 - границы типов рельефа; 10 - тектонические участки макрорельефа; 11 - останцы вулканов; 12 - линия современного водораздела бассейнов Амура и Лены (водораздел Станового хребта); 13 - линия древнего водораздела бассейнов Амура и Лены

Среднегорный денудационно-эрозионный интенсивно расчлененный крутосклонный рельеф с глубиной эрозионного вреза от 300 до 400 м развит в верхнем течении р. Бол. Мутыки. Абсолютные отметки на этом участке колеблются в пределах 1300-1500 м. Для водоразделов этой территории свойственна некоторая сглаженность, хотя узкие скалистые гребни не являются исключением. На крутых склонах широко развиты глыбовые осыпи и каменные потоки. Долины р. Бол. Мутыки и ее крупных притоков достаточно широки с хорошо разработанным продольным профилем. Долины мелких притоков узкие, часто каньонообразные.

Среднегорный денудационно-эрозионный пологосклонный рельеф с глубиной расчленения 200-300 м развит почти по всей южной половине площади листа. Характерным является относительное однообразие как в абсолютных отметках (1300-1600 м), так и в отношении глубины эрозионного вреза. Водоразделы характеризуются уплощенными, слабо выпуклыми формами. Склоны водоразделов также выполнены, уклоны их в верхней части не превышают  $12-15^{\circ}$  и лишь в нижней части у бортов долин достигают иногда  $25^{\circ}$ . Долины рек имеют слабо выработанный продольный профиль равновесия и горный характер.

Вулканогенный рельеф развит на четвертичных базальтах на водоразделе рек Ток, Мал. Оконон и Мал. Туксани и представляет собой обширную выравненную поверхность с абсолютными отметками 1300-1500 м, выраженную холмистой равниной с большим количеством озер, расчлененной неглубокими долинами. Над ровной поверхностью базальтового плато возвышаются (на 50-100 м) останцы вулканов - усеченные конусы с углублениями в центральной части жерла.

Средне-низкогорный эрозионно-денудационный слабо расчлененный рельеф с глубиной расчленения менее 100 м развит на северо-востоке территории в Токинской котловине. Абсолютные отметки колеблются в пределах 1000-1200 м. Склоны исключительно пологие ( $2-5^{\circ}$ ), сильно задернованы и заболочены. Водоразделы низкие, сглаженные ледниковой экзарацией.

## Область слабых блоковых поднятий

Среднегорный слабо расчлененный денудационный рельеф с глубиной расчленения 50-100 м развит в верховьях рек Ток и Анамтыдэг. Участок развития этого типа рельефа представляет собой древнее денудационное плато, расположенное на абсолютной высоте 1000-1100 м. Глубина вреза водных протоков, пересекающих денудационное плато, не превышает 50-100 м. Пологие склоны долин сильно заболочены. Водораздельные пространства характеризуются сглаженностью и отсутствием четких контуров.

## Интразональные типы рельефа

Ледниково-аккумулятивный рельеф развит на небольшом по площади участке к востоку от оз. Мал. Токо. Он характеризуется абсолютными отметками в 1200-1500 м и выравненными полого увалистыми и холмистыми формами рельефа.

Следы горнодолинного оледенения сохранились в виде конечноморенных валов, представляющих собой небольшие вытянутые гряды, между которыми мелкими группами располагаются холмы. Иногда конечноморенные валы имеют форму серпов, во внутренней части которых сохранились небольшие донные морены.

Незначительные по площади участки описываемого рельефа сохранились в верхнем течении р. Зея, где наблюдаются два конечноморенных вала высотой около 80 м, шириной до 20 м, и флювиогляциальные террасы высотой до 18 м.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф представлен террасированными днищами речных долин. Низкая, а местами высокая, поймы наблюдаются в долинах всех основных рек района. Высота эрозионного уступа низкой поймы 0,5 м, высокой - до 1,5 м. Надпойменные террасы в долинах большинства рек либо отсутствуют, либо сохранились в виде незначительных по площади реликтов. Обрывки первой надпойменной террасы отмечены в долинах рек Утука (в приустьевой части) и Зеи. Высота ее в уступе достигает 5 м, ширина не превышает 300 м. Поверхность террас ровная, слабо наклонена к руслу. Реликты второй надпойменной террасы сохранились в бассейнах рек Утука, Бол.Тук-

сани и Зеи. В долинах рек Утука и Бол.Туксани вторая надпойменная терраса имеет высоту 8-12 м. Уступ террасы выражен плохо, часто разрушен. Тыльная закраина террасы резкая, отчетливая, поверхность ровная, слабо наклонена к руслу. На р.Зея обрывистый уступ второй надпойменной террасы возвышается над руслом на 9-10 м. Поверхность террасы слабо схолмленная, тыловой шов нечеткий и постепенно переходит в коренной берег долины.

Начало формирования современного рельефа описываемой площади относится к концу неогенового - началу четвертичного периода. Реликты древнего пенеппена, сформированного к этому периоду, сохранились на незначительной площади в верховьях рек Ток и Анамтыдэг. Древняя водораздельная линия между бассейнами рек Алдана и Зеи проходила значительно южнее современной, примерно в районе современного водораздела рек Ток и Бойткит. Река Анамтыдэг, реки Ток, Мал.Оконон и Бол.Оконон (в верхнем течении) принадлежали Алданскому бассейну. Дифференцированные глыбово-блоковые перемещения в начале и середине среднечетвертичного времени приводят к образованию области Станового хребта. Одновременно по древнему активизированному Окононскому разлому и оперяющим его трещинам происходит излияние базальтов. Базальты, излившись в среднем течении р.Мал.Туксани (имеется в виду древняя гидросеть), преградили доступ водам рек Анамтыдэг, Ток, Мал.Оконон и Бол.Оконон в бассейне р.Алгомы и, таким образом, предопределили современный облик гидросети.

Образование горной области и общее похолодание в среднечетвертичное время создало предпосылки полупокровного оледенения.

Верхнечетвертичное время характеризуется новыми глыбово-блоковыми перемещениями различной амплитуды, предопределившими современный облик горных сооружений. Активизация разломов способствовала повторному излиянию базальтов, часть которых заполнила ледниковые трогги (древние среднечетвертичные) (долина р.Утук). Следы перестройки гидросети, проследовавшей за глыбовыми перемещениями, сохранились лишь в верхнем течении р.Зеи (опущенный блок, выполненный среднечетвертичной (?) мореной на водоразделе ручьев I и II Сивактыляк).

Наступившее в верхнечетвертичном периоде общее похолодание всей области сопровождается горнодолинным оледенением.

Современный этап развития рельефа характеризуется тенден-

цией Станового хребта и прилегающей к нему высокогорной области к воздыманию. Результатом этого является значительное понижение базиса эрозии бассейна р. Зеи по сравнению с бассейном Алдана, что в настоящее время приводит к постепенному перехвату Зейским водным бассейном рек Алданской системы.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-52-У известны коренные рудопроявления магнетитовых руд, полиметаллов, редких металлов, редких земель и золота.

В шлихах встречены золото, молибденит, ортит, монацит, циркон, минералы свинца и ряд других, некоторые из которых образуют локальные шлиховые ореолы. Металлометрическим опробованием выявлен солевой ореол цинка и рудопроявления кобальта.

### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### Черные металлы

##### Магнетитовые руды

Магнетитовые руды обнаружены в пределах скарнового поля в бассейне руч. П Сивактыляка, где развиты мраморы и кристаллические сланцы архея, прорванные раннемеловыми (?) гранодиоритами.

Архейские породы падают на юго-запад (азимут падения 220-230°) под углом в 40-60°. Зоны скарнов залегают среди мраморов в кровле массива гранодиоритов, апикальная поверхность которого полого (до 15-20°) погружается на северо-восток. Скарны развиты также вдоль крутопадающей на север апофизы интрузива, расположенной на его северо-восточном фланге. Преобладают гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, часто преобразованные в актинолитовые и цоизитовые эпидозиты. Магнетитовые скарны встречаются значительно реже. Коренной выход магнетитовых скарнов (22)<sup>X/</sup> расположен на правом берегу ручья П Сивактыляка, в его

<sup>X/</sup>Здесь и далее в скобках указаны номера проявлений на карте.

среднем течении. Рудная залежь залегает среди мраморов в экзоконтакте лежачего бока апофизы интрузии гранодиоритов, падающей к северу (азимут падения 0°) под углом в 50°. Из-за плохой обнаженности участка простирание, форма и размеры рудной залежи не установлены. Ее видимая протяженность составляет 20 м при высоте выхода в 0,5-3 м. Выше по склону залежь перекрыта свалами глыб гранодиоритов, среди которых на протяжении 25 м встречаются глыбы магнетита объемом до 0,5 м<sup>3</sup>. Текстура руд в основном массивная, реже - вкрапленная.

Массивные руды представляют собой мономинеральный агрегат магнетита с размером зерен от долей миллиметра до 1-2 мм. Из нерудных минералов присутствуют (до 1-2%) мелкие зерна карбоната, эпидота и минералов группы актинолита-тремолита. По данным химического анализа штучной пробы, содержание железа в массивных рудах составляет 65%. Во вкрапленных рудах отмечаются реликтовые участки незамещенных мраморов, размеры которых не превышают 0,5 м по длинной оси.

Рудопроявления магнетитовых руд в долине (20, 21, 23) приурочены к скарнам, залегающим в кровле интрузива гранодиоритов, падающей на северо-восток (азимут падения 60°) под углом 10-15°. Наиболее крупное из них (23) представляет собой крупноглыбовую осьпь скарнированных мраморов, гранатовых и магнетитовых скарнов со щебенкой и отдельными глыбами окварцованных эпидозитов, прослеживающуюся вдоль склона водораздела на протяжении 120 м и вверх по склону на 25-30 м.

Магнетитовые скарны в большинстве глыб представлены массивными мономинеральными породами с содержанием железа, по данным химического анализа штучных проб, до 68%. Встречающиеся вкрапленные магнетитовые руды отличаются от массивных наличием реликтовых участков незамещенных мраморов, а также присутствием амфиболов ряда актинолита-тремолита и граната ряда гроссуляра-андродита. Спектральным анализом в массивных рудах установлено присутствие кобальта в количестве 0,01-0,03% и цинка - до 0,1%, а во вкрапленных рудах - никеля - 0,003%, кобальта - 0,06%, меди - 0,003%, свинца - 0,03%, серебра - менее 0,001%, цинка - 0,1%, германия - 0,001-0,003%.

Рудопроявления (20, 21) расположены в аналогичной геологической обстановке и представлены обломочно-глыбовыми развала-



ми пиритизированных гранодиоритов, скарнированных мраморов и актинолит-эпидот-гранатовых скарнов с отдельными обломками и глыбами мономинеральных магнетитовых и гранат-актинолит-магнетитовых скарнов размером до 25-30 см в поперечнике. Оруденелые скарны сконцентрированы на участках площадью около 250 м<sup>2</sup>. Содержание магнетита в них колеблется в пределах 65-100%.

Для оценки описанных рудопроявлений магнетитовых руд необходима постановка на участке детальных поисковых работ с проведением наземной и воздушной магнитометрической съемки и применением горных выработок.

## Цветные металлы

### Медь

Рудопроявление меди (I2) расположено в верховьях правого верхнего притока р. Бол. Оконона. Участок рудопроявления сложен порфиroidными гранодиоритами раннемелового (?) возраста, расчлененными мощной (до 150 м) дайкой порфиритов. Падение дайки юго-восточное (азимут падения I40-I50°) под углом в 60-70°.

Гранодиориты и диоритовые порфириты находятся в мощной (до 1 км) зоне катаклаза и милонитизации северо-восточного простирания, раздроблены и интенсивно хлоритизированы, пиритизированы и иногда окварцованы.

Рудная залежь представляет собой линзовидное тело пирит-пирротиновых руд, залегающее среди пиритизированных blastomylonитов и катаклазитов в висячем эндоконтакте дайки диоритовых порфиритов. Залежь наклонена к юго-востоку (азимут падения I50°) под углом в 40-45°. По восстанию в обнажении она прослежена на протяжении около 10 м. Мощность колеблется в пределах от 1 до 3 м и составляет в среднем 2,5 м. Выше по склону залежь перекрыта свалами базальтов, а к югу уходит под русло ручья, на противоположном склоне долины которого также развиты крупноглыбовые свалы базальтов. Центральная часть залежи (мощность ее в раздувах до 1 м) сложена массивными пирит-пирротиновыми рудами, переходящими иногда в пирротин-пиритовые. В зальбандах залегают богатые прожилково-вкрапленные руды, постепенно сменяющиеся пиритизированными blastomylonитами. В свалах под об-

нажением встречаются крупные глыбы массивных руд объемом до 0,5 м<sup>3</sup>. Спектральным анализом в штучной пробе массивных пирит-пирротиновых руд (в шести пробах), содержание пирита в которых составляет примерно 40-45%, обнаружены: никель - 0,006%, кобальт - 0,1%, медь - от 0,3 до 0,6%, свинец - 0,001%, серебро - менее 0,001%, висмут - 0,001%, галлий - 0,001%. Пробирным анализом в этой пробе установлены следы золота. Химическим анализом содержание меди определено в 0,2%.

Выше по ручью на протяжении 1 км обнажается еще несколько маломощных (до 10-15 см) пирротин-пиритовых жил, содержание меди в которых, по данным спектрального анализа, достигает 0,6-1%, кроме того, иногда присутствует кобальт в количестве 0,01-0,03%. Описанное рудопроявление должно быть подвергнуто более детальному изучению, поскольку в его рудах присутствует значительное количество кобальта и меди.

### Свинец

Минералы свинца (галенит, англезит, церуссит, реже пирроморфит и вульфенит) встречены в виде знаков и редких знаков в 37 шлиховых пробах, отмытых из руслового аллювия в бассейне руч. П Сивактыляка.

Указанные минералы образуют ореол (I9), центральная часть которого в среднем течении руч. П Сивактыляка совпадает со скарновым полем.

Коренным источником минералов свинца за пределами скарнового поля (в верховьях руч. П Сивактыляка, а также по его нижнему правому притоку), по-видимому, являются гидротермально-метасоматические рудопроявления, локализованные среди необнаруженных скарновых тел или зон дробления.

Выявленный шлиховой ореол минералов свинца подтверждает перспективность бассейна руч. П Сивактыляка в отношении поисков полиметаллических руд.

Кроме описанного ореола, в верховьях р. Бол. Оконона в четырех шлихах встречены редкие знаки галенита, ассоциирующего с ильменитом, ортитом, цирконом, монацитом, пиритом. Наиболее вероятным коренным источником галенита здесь могут быть мелкие гидротермальные рудопроявления, приуроченные к зонам дробления

и связанные с постмагматической деятельностью раннемеловых гранитоидов.

### Цинк

Крупный по площади спектрометаллометрический ореол цинка (I7) охватывает бассейны руч.П Сивактыляка и часть водораздела рек Зеи и Малых Мутюков. Содержания цинка в металлотрических пробах невысокие (0,003-0,1%), но довольно устойчивые. За пределами ореола цинка в металлотрических пробах редко фиксируется в количествах, превышающих 0,002%. Коренными источниками цинка в бассейне руч.П Сивактыляка, по-видимому, являются скарны и эпидозиты. На водоразделе рек Зеи и Малых Мутюков коренными источниками цинка могут являться гидротермально-метасоматические рудопрооявления, локализованные в зонах тектонических нарушений среди развитых на этом участке кристаллических сланцев архея, содержащих иногда пласты мраморов. Возможность наличия здесь таких рудопрооявлений подтверждается находкой в дельвии на правом берегу среднего притока р.Мал.Мутюки глыбы окварцованных эпидозитов, спектральным анализом в которых установлено присутствие свинца в количестве 0,003%, цинка 0,3-1%, меди 0,03% (25). В верховьях указанного ручья на контакте кристаллических сланцев архея, содержащих линзы мраморов, и раннемеловых гранодиоритов встречено несколько обломков скарнированных мраморов, чем также подтверждается высказанное предположение о коренных источниках цинка на этом участке.

### Полиметаллические руды

На участке магнетитового рудопрооявления (23) в дельвии довольно часто встречаются глыбы (до 0,01 м<sup>3</sup>) окварцованных эпидозитов с полиметаллической минерализацией. Эпидозиты представляют собой серовато-зеленые, мелкозернистые, пятнистые породы (светлые пятна представлены кварцем - до 15%), основная цоизит-эпидотовая масса которых импрегнирована равномерной вкрапленностью мелких зерен (от долей до 2 мм) сфалерита, галенита, пири-

та, гематита и халькопирита. Последний образует также тонкие (до 1-2 мм) ветвящиеся прожилки или неправильные выделения размером до 0,5 см в поперечнике. Кроме перечисленных минералов, в породе присутствует реликтовый гранат (до 5%), замещающийся цоизитом и эпидотом, из чего можно заключить, что кварцевые эпидозиты образовались в результате гидротермальной переработки гранатовых скарнов.

Спектральным анализом в окварцованных эпидозитах обнаружены медь и свинец в количестве более 1%, цинк - от 0,3 до 0,6%, кобальт - от 0,06 до 0,1%, висмут - от 0,01 до 0,03%, серебро - от 0,003 до 0,006%, германий, кадмий и ниобий - по 0,003%. По данным химического анализа, содержание меди - 0,31%, свинца - 0,82%, цинка - 0,86%.

На участке рудопрооявления интенсивно проявлена зона окисления, выразившаяся в мартигизации магнетитовых скарнов, развитии пустот выщелачивания в кварцевых эпидозитах, замещении халькопирита малахитом, а также в образовании сульфатов и карбонатов свинца, встреченных в шлихах, отмытых из дельвии.

Рудопрооявление заслуживает проведения детальных поисковых работ с применением горных выработок, поскольку не исключено вскрытие руд вне зоны окисления с более богатым содержанием металлов.

### Благородные металлы

#### Золото

Незначительное по размерам и содержанию рудопрооявление золота обнаружено на правом борту долины левого первого от устья притока р.Мал.Оконон (15). Оруденение приурочено к кварцевой жиле мощностью 15-20 см, прослеженной по восстанию в обнажении на 6-7 м. Жила залегает согласно с вертикальной субширотной зоной дробления, пересекающей пиритизированные, окварцованные и хлоритизированные по трещинам эпидот-биотит-амфиболовые сланцы и мраморы архея. Пробирный анализ штучной пробы показал присутствие в кварцевой жиле золота в количестве 1,6 г/т породы. Рудопрооявление представляет поисковый интерес, поскольку близость контакта апикальной поверхности раннемеловой интрузии создает

благоприятные условия для гидротермального оруденения золота в кварцевых жилах.

В шлиховых пробах золото встречено в южной части района, где выделяется три шлиховых ореола золота (28, 26, 27). Единичные шлихи с редкими знаками золота отмыты из руслового аллювия в бассейне среднего и верхнего течения рек Мал. и Бол.Мутюков и верхнего течения рек Этмоты и Бол.Оконона. В шлихах золото ассоциируется с ортитом, шеелитом, цирконом, монацитом, реже молибденитом, вульфенитом.

В долине р.Этмоты (26) золото встречено в виде единичных комковатых ячеистых вытянутых обломков размером до 0,5 мм. Одним из возможных коренных источников золота в пределах ореола могут быть участки дробленых пиритизированных, хлоритизированных и окварцованных раннемеловых гранодиоритов, пронизанных тонкими (от долей сантиметра до 3 см) карбонат-кварцевыми прожилками с пустотами выщелачивания и рассеянной мелкой (до 2 мм) вкрапленностью халькопирита, замещающегося малахитом. Пробириным анализом в четырех штучных пробах, отобранных из валунов гидротермально измененных гранодиоритов в аллювии р.Этмоты и ее левого притока, на участках нахождения золотоносных шлиховых проб установлены следы золота. Подобные породы были выявлены также среди щебенчато-обломочного делавия у подножья склона правого борта долины р.Этмоты вблизи восточной границы листа. Золотометрическим анализом в сколках этих проб (три пробы) определено присутствие золота в количестве 0,5 г/т.

Для долины р.Этмоты в пределах описываемого шлихового ореола характерна высокая степень разработанности. Ширина низкой поймы, сложенной галечниково-валунным материалом, достигает 200-300 м. По левому борту долины на протяжении более чем 1 км прослеживается первая надпойменная терраса высотой в 2,5 м, сложенная валунно-галечниковыми отложениями. Ширина площадки террасы достигает местами 100-150 м. Мощность аллювия не установлена.

Долина р.Этмоты в пределах ореола благоприятна для поисков коренного и россыпного золота. В ореоле (27) золото содержится в виде редких знаков почти во всех шлиховых пробах, отмытых из русловых отложений правого притока р.Этмоты. Реже оно встречается в русловом аллювии последней, а также по ее левому притоку. Золотинки имеют вид слабо окатанных зерен размером до 1,2 мм. Одним из вероятных коренных источников золота здесь могут слу-

жить зоны гидротермально измененных аплитовидных жильных гранитов, рассекающих раннемеловые гранодиориты. В золотоносном аллювии правого притока р.Этмоты встречается галька указанных гранитов, сильно скварцованных и обохренных. Спектральным анализом в трех гальках этих пород обнаружено присутствие молибдена в количестве более 1% и золота до 1 г/т. В делавии окварцованные аплитовидные граниты часто встречаются на южном склоне водораздела в вершине правого истока указанного ручья.

Участок благоприятен для поисково-ревизионных работ на коренное золото и молибден. Возможность нахождения аллювиальных россыпей в пределах ореола маловероятна, поскольку долины водотоков здесь узкие и не имеют мощных аллювиальных отложений.

Шлиховой ореол золота (28) охватывает приустьевые части долины верхних притоков р.Бол.Мутюки. Золото встречено в виде редких и единичных слабо окатанных зерен размером до 1 мм.

Возможными коренными источниками золота могут служить зоны пиритизации, приуроченные к разрывам северо-восточного направления.

Долина р.Бол.Мутюки в пределах ореола характеризуется протяженной (до 2 км) первой надпойменной террасой высотой до 2,5-3 м, ширина которой по обоим берегам реки колеблется от 300 до 500 м. Русло реки широкое с большими (до 300x500 м<sup>2</sup>) косами. Отложения первой надпойменной террасы на золото не опробовались. Мощность аллювия в долине Бол.Мутюков не установлена. Для оценки описанного ореола необходима постановка в его пределах более детальных работ.

В целом территория листа малоперспективна в отношении золотоносных аллювиальных россыпей, в связи с неблагоприятными геоморфологическими условиями, не способствующими образованию в долинах водотоков значительных участков аллювиальных наносов.

Результаты шлихового опробования свидетельствуют о незначительном распространении золота в аллювии района. Интересными в поисковом отношении участками являются лишь долины в верхнем течении рек Бол.Мутюков, Этмоты, а также в среднем течении р.Мал.Мутюки.

## Р е д к и е м е т а л л ы

### Молибден

Коренное рудопроявление молибденита расположено в верховье р. Бол.Оконов (13). Вкрапленность молибдена встречена в восточной части обнажения (высотой 15–20 м) раннемеловых гранодиоритов, расположенном у основания склона левого борта долины правого верхнего притока р. Бол.Оконов. Выше по склону развиты свалы базальтов. Гранодиориты катаклазированы, выделяются две системы трещин – субширотные и север-северо-восточные. Субширотные трещины развиты в обнажении повсеместно, а трещины, имеющие северо-восточное направление, сосредоточены в основном в восточной части склона, где и локализована молибденовая минерализация в зоне шириной 150 м.

Первый тип минерализации распространен наиболее широко и представлен сетью тонких, взаимно пересекающихся прожилков сульфидов молибдена, меди и железа мощностью от долей миллиметров до 1–3, реже 5 мм, а также вкрапленностью этих же сульфидов, приуроченных к более мелким трещинам. Сетка последних в западной части оруденелой зоны довольно редкая, в то время как в восточной части (50 м) по насыщенности близка к штокверку. Второй, подчиненный тип минерализации, представлен кварцевыми и полевошпат-кварцевыми прожилками, в большинстве незначительной протяженности (первые метры) и малой мощности (1–5 см). Они группируются также в основном в восточной части оруденелой зоны, где образуют довольно густую неправильную сеть. Более мощная (0,2–0,3 м) рудоносная кварцевая жила, встреченная в средней части оруденелой зоны, имеет сложную конфигурацию, залегает почти вертикально и прослежена от подошвы до верхней кромки обнажения.

Главными рудными минералами в обоих типах оруденения являются молибденит и халькопирит. Изменения вмещающих пород выражены в интенсивной пиритизации, хлоритизации, окварцевании и эпидотизации. Молибденит в сульфидных прожилках наблюдается в виде чешуек размером от долей миллиметра до 0,5 см. В кварцевых прожилках молибденит более крупночешуйчатый и иногда в зальбандах образует линзовидные выделения толщиной до 1,5 см и диаметром до 5 см. Халькопирит встречается значительно реже. Среднее содержание молибдена в дробленых гранодиоритах, несущих прожилко-

во-вкрапленное сульфидное оруденение, согласно данным химического анализа шести проб (отобраны точечным методом по сетке со стороной квадрата в 5 см), составляет 0,059, минимальное (в одной пробе) опускается до 0,01%, максимальное (в одной пробе) достигает 0,13%. В кварцевых прожилках химическим анализом двух проб (одна из них бороздовая с длиной борозды в 0,2 м и сечением  $10 \times 3 \text{ см}^2$ ) определено содержание молибдена от 0,15 до 0,36%. Спектральным анализом в этих же пробах установлено присутствие меди в количестве от 0,01 до 0,04, кобальта от 0,003 до 0,006%, свинца от 0,03 до 0,04%, цинка 0,008% (в двух пробах), олова 0,048 (в двух пробах), серебра 0,0008% (в двух пробах).

По простиранию зона сульфидного оруденения не прослежена, так как к северу на водоразделе она перекрыта покровом базальтов, а к югу уходит под русловой аллювий притока р. Бол.Оконона.

Описанное рудопроявление может быть отнесено к среднетемпературным гидротермальным образованиям трещинно-жильного типа медно-молибденовой формации. Для оценки рудопроявления необходимо проведение более детальных поисково-разведочных работ.

Молибден установлен во многих шлиховых пробах. Выделяется ряд локальных шлиховых ореолов молибденита (I, 2, 3, 7, 9, II).

Наиболее интересным в поисковом отношении является ореол (9), охватывающий бассейн верхнего течения р. Бол.Оконов. В пределах ореола кристаллические сланцы и гнейсы архея, совместно с прорывающими их раннепротерозойскими ортоамфиболитами и амфиболитизированными габбро раздроблены многочисленными тектоническими нарушениями и рассечены дайками нижнемеловых гранодиоритовых порфиров, гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. Возможными коренными источниками молибденита здесь могут явиться гидротермальные рудопроявления, парагенетически связанные с дайками раннемеловых гранитоидов.

Остальные шлиховые ореолы молибденита тяготеют к участкам развития архейских аляскитовых гранитов. В протопочках пегматитов и пегматоидных гранитов, ассоциирующих с этими гранитами, установлено присутствие редко рассеянного молибденита, не образующего практически интересных концентраций. В связи с тем, что никаких других генетических типов проявлений молибденита в пределах этих ореолов встречено не было, они вряд ли могут представлять поисковый интерес.

## Ниобий

Проявления ниобия в верховьях руч. Утук-Макита (4, 6) приурочены к глыбам пегматоидных гранитов и пегматитов, встречаемых в делювиальных крупноглыбовых свалах мигматизированных кристаллических сланцев архея. В пегматитах и пегматоидных гранитах содержится рассеянная вкрапленность ортита, монацита, бурого циркона и магнетита, которым сопутствует поликраз (4) или минерал группы эпинита-самарскита (6), нерудные минералы представлены кварцем, микроклином и биотитом.

В рудопроявлении (4) глыбы пегматоидного гранита размером до  $0,3 \text{ м}^3$  сконцентрированы в осыпи на площади около  $25 \text{ м}^2$ . Спектральным анализом в трех точечных пробах, отобранных по сетке  $10 \times 10 \text{ см}^2$ , установлено наличие иттрия от 0,01 до 0,03%, иттербия от 0,01 до 0,03%, ниобия от 0,003 до 0,01%. В рудопроявлении (6) глыбы пегматита объемом до 0,6 м сконцентрированы в осыпи на склоне водораздела на площади около  $100 \text{ м}^2$ . Спектральным анализом точечной пробы (отобранной по сетке  $10 \times 10 \text{ см}^2$ ) из глыбы пегматита, несущего более или менее равномерную вкрапленность рудных минералов, определено содержание ниобия в количестве более 1%, циркония - 0,03%, свинца - 0,01-0,03%, галлия - 0,001-0,003%, лантана - 0,01%, иттрия - 0,1-0,3%, иттербия - 0,003-0,1%, тория - 0,01%, стронция - 0,1-0,3%, титана - 0,01%. По данным химического анализа, содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  - 0,18%,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  - 0,018%.

Описанные рудопроявления могут быть отнесены к типу незамещенных или слабо замещенных пегматитов, мало перспективных в качестве источника ниобий-танталового сырья. Возможность образования аллювиальных россыпей тантало-ниобатов в бассейне руч. Утук-Макита исключена в связи с неблагоприятными геоморфологическими условиями.

## Редкие земли

Редкоземельная минерализация в районе представлена пегматоидными и гидротермально метасоматическими типами оруденения.

К пегматоидному типу относятся рудопроявления (8, 10, 14, 16, 18). Последнее является наиболее значительным по содержанию редкоземельных элементов и расположено в верховьях руч. П Сивак-

тыляка. Пегматитовая жила обнажается в русле ручья, борта долины которого сложены архейскими мраморами. Видимая мощность жилы 4 м, прослеженная на поверхности протяженность не превышает 10 м. Пегматит средне-, реже крупнозернистый, сложен кварцем (до 50%), микроклином (до 25-30%), олигоклазом (10-15%), роговой обманкой и биотитом (в сумме 5-10%). Из жилы отобраны две точечные пробы по сетке со стороной квадрата 8 см. Спектральным анализом установлено присутствие иттрия 0,01-0,3%, иттербия 0,01-1%, скандия 0,001-0,003%, лантана 0,009%, ниобия 0,003-0,03%. Содержание суммы редких земель, по данным химического анализа, составляет 0,09 и 0,03%.

Минералогическим анализом выявлено, что основным носителем редкоземельных элементов является радиоактивный циркон (до 2 кг/т) и, возможно, апатит (до 3,5 кг/т). Мощность пегматитовых жил в остальных рудопроявлениях составляет около метра, прослеженная протяженность достигает десятка метров, и лишь в рудопроявлении (8) - 30 м. Вмещающими породами являются кристаллические сланцы архея. В прстолочках пегматитов установлены следующие минералы: (8) - монацит, циркон; (10) - циркон, ортит; (14) - оранжит, циркон; (16) - ортит, циркон, ураноторит, оранжит. Спектральным анализом в пробах пегматитов обнаружены следующие элементы: (8) - иттрий 0,006%, иттербий 0,03-0,1%, цирконий 0,003%; (10) - цирконий 0,01%, лантан 0,003%, иттрий 0,06%, иттербий 0,01-0,03%, сумма редких земель (по данным химического анализа) 0,03%; (14) - цирконий 0,003%, иттрий 0,1%, иттербий 0,05%; (16) - лантан 0,006%, иттрий 0,003%, церий 0,06%, иттербий 0,001%, сумма редких земель (по данным химического анализа) 0,06%.

К гидротермально метасоматическому типу оруденения относится рудопроявление (5), где редкоземельная минерализация, представленная ортитом, монацитом, оранжитом, бурым цирконом и ураноторитом, связана с окварцованными, серицитизированными и хлоритизированными катаклазитами и бластомилонитами, развитыми в архейских аляскитовых гранитах вдоль крутопадающих ( $60-70^\circ$ ) на север-северо-восток (азимут падения  $10-30^\circ$ ) сколовых трещин. Последние являются оперяющими по отношению к крупному Токскому разрыву. Выявлено более 10 рудных зон, видимая протяженность которых по восстанию в обнажении достигает 10-15 м при мощности от 0,3 до 3 м.

Вкрест простираения обнажения зоны разоблены на десятки метров. Спектральным анализом точечных проб, отобранных из наиболее оруденелых пород, по сетке  $10 \times 10 \text{ см}^2$ , установлено содержание следующих элементов: циркония 0,006–0,01%, ниобия 0,003%, свинца 0,01%, церия 0,1%, лантана 0,01–0,05%, иттрия 0,03–0,01%, иттербия 0,001–0,003%, тория 0,01%.

Все описанные рудопроявления редких земель не могут представлять практического интереса в связи с незначительным содержанием полезных компонентов, малыми размерами рудных тел и не промышленными типами минерализации. В шлихах редкие знаки ортита, монацита, циркона имеют повсеместное распространение, что вызвано присутствием этих минералов в качестве аксессуаров в архейских, нижнепротерозойских и раннемеловых гранитоидах. По данным шлихового и металлометрического опробования участков, перспективных на редкоземельное оруденение, выделить нельзя.

#### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Специального изучения пород района на предмет их использования в строительстве не производилось. В случае необходимости постройки зданий и других сооружений в первую очередь необходимо изучить физико-механические свойства архейских мраморов, раннемеловых гранодиоритов, раннепротерозойских габбро-амфиболитов и анортозитов, а также четвертичных базальтов, как наименее трещиноватых пород в районе. Последние, кроме того, могут быть, по-видимому, использованы в качестве литургического сырья. Запасы мраморов в бассейне ручьев I и II Сивактыляков и в ряде других пунктов района практически не ограничены. Для дорожного строительства в качестве бута могут быть использованы вышеперечисленные породы, разбитые трещинами на крупные моноблоки. В качестве балласта рационально использовать четвертичные валунно-галечниковые отложения, запасы которых в долинах крупных рек весьма значительны.

#### ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Подавляющее большинство проявлений полезных ископаемых выявлено в центральной части района. Они сосредоточены в полосе шириной 10–15 км, проходящей вдоль северной границы массива раннемеловых гранодиоритов, и связаны с постмагматической деятельностью. В пределах этой полосы – в экзо- и эндоконтактах массива расположены проявления магнетита, меди, свинца, цинка, полиметаллов, кобальта, молибдена и золота. Повышенные концентрации этих металлов в данной части района, по-видимому, объясняются следующими факторами: а) пологим падением апикальной поверхности гранодиоритового массива под метаморфические и интрузивные образования архея и протерозоя; б) наличием в составе докембрийских образований, сложенных кровлей массива, мраморов, амфиболитов и диафорированных пород, являющихся благоприятной средой для рудоотложения; в) развитием в пределах указанной полосы интенсивной трещиноватости различных направлений; г) уменьшением величины эрозионного среза, в рассматриваемой зоне по сравнению с другими частями района (на это указывает наличие здесь останцов кровли гранитоидов). Перечисленные предпосылки позволяют рекомендовать проведение в пределах указанной полосы геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, поскольку здесь вероятно обнаружение крупных рудопроявлений магнетитовых скарнов и полиметаллов, отдельные из которых могут оказаться промышленными объектами. Поискам этих рудопроявлений должна предшествовать аэромагнитная съемка (непроводившаяся на данном участке). Кроме того, в центральной части площади листа вполне возможно выявление интересных в практическом отношении проявлений золота в кварцевых жилах, медно-молибденовых проявлений, а также зон пиритизации с промышленными содержаниями меди и кобальта.

Сходная благоприятная геологическая обстановка наблюдается также в юго-восточной части района на участке долины р. Бол. Мутьки около устья р. Этмоты и выше по течению. Здесь, на контакте раннемеловых гранитоидов и архейских мраморов развиты силикатные скарны, с которыми могут быть связаны не обнаруженные в процессе проведенных мелкомасштабных геологосъемочных и поисковых работ магнетитовые и полиметаллические рудопроявления. На водо-

разделе рек Пакчи-Макит и Пакчи (крайний юго-запад территории листа N-52-У1, у границы с площадью листа N-52-У) известно непромышленное гидротермально-метасоматическое месторождение цинка, связанное с постмагматической деятельностью раннемеловых гранитоидов.

Металлогения северной половины района обусловлена в основном архейским и в крайне незначительной степени мезозойским магматизмом и проявилась в образовании ряда редкоземельных и редкометалльных проявлений, связанных с архейскими аляскиотовыми гранитами. Мало перспективный генетический тип, незначительные размеры рудных тел и небольшое содержание полезных компонентов в упомянутых проявлениях не позволяют считать их интересными на данной стадии промышленного развития. Ввиду крайне неблагоприятных геоморфологических условий северная часть района является неперспективной и для образования россыпей.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Специальных гидрогеологических исследований на площади листа N-52-У не проводилось.

Основным фактором, определяющим режим подземных вод, является повсеместное развитие многолетней мерзлоты. Поэтому в зависимости от условий залегания выделяется два типа подземных вод: надмерзлотные и подмерзлотные. По типу водоносных пород устанавливаются порово-пластовые (в четвертичных рыхлых отложениях) и трещинные (во всех остальных породах) воды. Минеральных источников неизвестно.

Наибольшее значение имеют порово-пластовые надмерзлотные воды рыхлых отложений: аллювия, пролювия, делювия и элювия. Они характеризуются сезонностью и резкими колебаниями своего уровня, не напорны, имеют скрытый водоток и малую скорость течения. Питание надмерзлотных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков и оттаивания деятельного слоя многолетней мерзлоты, мощность которого в зависимости от характера отложений и экспозиции склона колеблется от 0,2 до 1,5 м. В период интенсивного выпадения осадков, а также весной, во время таяния снегов, уровень грунтовых вод значительно повышается, и в пони-

женных частях рельефа наблюдается выклинивание зеркала грунтовых вод на поверхность, заболачивание.

Наличие надмерзлотных трещинных вод кристаллических пород определяется инфильтрацией атмосферных осадков на участках непосредственного выхода этих пород на дневную поверхность, а также миграцией пластово-поровых вод рыхлых отложений на глубину. Большое значение имеют при этом трещиноватость коренных пород и расчлененность рельефа. В засушливый период дебит трещинных источников сильно сокращается, а зимой поступление воды прекращается совсем.

Существуют источники, представляющие собой, очевидно, выходы на поверхность подмерзлотных вод, приуроченных к зонам разломов по долинам рек Авгенкур, Сатмар, Худуркан, Мал.Туксани, Бол. Околон и др. Подток трещинных вод здесь продолжается в зимний период и приводит к образованию наледей.

Все поверхностные и подземные воды (за исключением некоторых застойных вод) приятны на вкус и годны для бытовых и технических целей. В зимнее время большинство источников подземных вод промерзает, и водоснабжение может базироваться на подледных водотоках рек Туксани, Сатмара, Ивака, Утука, Околона, Зеи, Бол. и Мал.Мутюков, озерах Бол. и Мал.Токо, а также на указанных выше незамерзающих источниках и восходящих подмерзлотных вод.

## ЛИТЕРАТУРА

### О п у б л и к о в а н н а я

А н е р т Э.Э. Маршрутные геологические исследования в средней части бассейна р.Зеи. ГИЗОС, вып.ХХI, 1915.

А н е р т Э.Э. Геологические исследования по р.Зее. Гос.науч.техн.геол.-разв. изд-во. Л., 1932.

А р х а н г е л ь с к а я В.В. О современных взглядах на стратиграфию докембрия южной части Алданского щита. Тр.Межд.ссвещ. по разработке унифицированных схем Сибири. М., 1958.

В и н о г р а д о в А.П., Т у г а р и н о в А.И. и др. Возраст пегматитов Станового хребта. "Геохимия", 1960, № 5.

В и н о г р а д о в А.П., Т у г а р и н о в А.И. и др. О возрасте горных пород Алданского щита. "Геохимия", 1960, № 7.

Гольденберг В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист 0-52-XXXV. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1960.

Дзевановский Ю.К. Архейские граниты Алданской плиты. ДАН СССР, нов.сер., т. LV, № 3, 1946.

Дзевановский Ю.К. Геология восточной окраины Алданской плиты. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. 19, 1946.

Дзевановский Ю.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист 0-51 (Якутия). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1947.

Дзевановский Ю.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-51 (Алдан). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1958.

Дзевановский Ю.К. Геология западной окраины Станового хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Дзевановский Ю.К. Мезозойские гранитоиды хребта Станового и их структурное положение. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 7, 1959.

Дзевановский Ю.К., Судовиков И.П. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, пробл. LV. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд. АН СССР, 1960.

Дзевановский Ю.К. Геологическая карта Алданского горнопромышленного района масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1961.

Долгих Т.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист 0-52-XXXVI. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1959.

Коржинский Д.С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.

Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ИГН, сер. петрограф., вып. 12, № 5, 1940.

Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. Изд. АН СССР, 1962.

Красный Д.И. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист N-52. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1959.

Кратц И.О. Некоторые вопросы палингенеза и гранитообразования в докембрии и связанной с ними эндогенной минерализации. Тр. П. Всес. петрограф. совещ. М., 1960.

Кузнецов Ю.А. К проблеме происхождения магматических пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.

Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Тр. ЛГУ. Л., 1956.

Маркушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан, 1958.

Мошкин В.И. Новые данные по стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. "Сов. геология", 1960, № 6.

Мошкин В.И. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 39, Л., 1951.

Николаев В.А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.

Родионов С.П. Генезис гранитов Украины. Тр. П. Всес. петрограф. совещ. М., 1960.

Фролова Н.В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1953.

#### фондовая

Гиммельфарб Г.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Саргаканда, Идум, Десс (северная половина листа N-52-VI). Отчет о работе партии № 8 за 1959 г. ВГФ, 1960.

Гиммельфарб Г.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной половины листа N-52-VI (отчет о работе партии № 6 за 1960 г.). ВГФ, 1961.

Глуховский М.З. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-52-II (отчет по работе партий № 2 и 3 за 1961 г.). ВГФ, 1962.

Гольденберг В.И. Отчет о работе Токинской и Алгоминской партий за 1955 г. (Геологическая съемка масштаба 1:200 000 листа 0-52-XXXV). ВГФ, 1956.



Грушевой Г.В., Владимирский Ю.М.  
Отчет о геологопоисковых работах, производившихся партией № 6  
Дальней экспедиции в бассейнах рек Тока и Оконона в 1950 г.  
Фонды ДВГУ.

Гукосян Г.О. и др. Отчет о результатах работ аэро-  
поисковой партии № 31 в 1961 г. Фонды Октябрь.эксп., г. Ворошилов-  
Уссурийский.

Дыренко В.А. Геологическое строение северо-восточ-  
ной части листа N-52-XI. Отчет о работах Купуринской партии  
за 1961 г. Фонды ДВГУ, 1962.

Казмин Ю.Б. и др. Геологическое строение и полез-  
ные ископаемые восточной части Станового хребта. Северная поло-  
вина листа N-52-Y, 1960 г. ВГФ.

Микаилев Б.А. и др. Геологическое строение и по-  
лезные ископаемые верховьев рек Зеи и Оконона (южная половина  
листа N-52-Y). ВГФ, 1961.

Мошкин В.Н. и др. Стратиграфия и интрузивные обра-  
зования архея и протерозоя восточной части хребта Джугджур, т.П,  
1961. Фонды ВСЕГЕИ.

Мошкин В.Н. Петрология и стратиграфия восточной ча-  
сти Станового хребта. Промежуточный отчет за работы Удгейской  
партии в 1956 г. ВГФ.

Мошкин В.Н., Альбов Ю.А. Геологическое строе-  
ние и полезные ископаемые р.Ундыхын и бассейна верхнего течения  
р.Маи-Половинной. ВГФ, 1956.

Мошкин В.Н. Докембрийские интрузивные образования  
хребта Станового и Джугджура. ВСЕГЕИ, отдел Востока, 1960 г.  
Фонды ВСЕГЕИ.

Петровская И.Ф., Заводская Н.Е. Отчет  
о съемочно-поисковых работах на полиметаллы в верховьях р.Зеи  
в 1952 г. в масштабе 1:50 000. Фонды ДВГУ.

Рапин А.Я. Полевой отчет о работе Алгоминской экспе-  
диции треста "Якутзолото". Алдан, 1932.

Родионов М.И., Пузанкова Л.А. Отчет  
Верхне-Зейской партии за 1958 г. (Дальневосточная экспедиция  
6-го Главного управления) пос. Чагда, 1959.

Сысоев В.А. Геологическое строение западной полови-  
ны листа N-53-III. Масштаб 1:200 000. Рукопись, фонды ДВГУ,  
1958.

Сушков П.А., Левченко В.А. Отчет о геологи-  
ческих исследованиях в бассейнах верхнего течения рек Алгомы,  
Тока, Оконона (восточная часть Станового хребта) и в междуречье  
Зеи-Кукури в 1950-1952 гг. Фонды ДВГУ, 1954.

Удинцев С. Отчет о работе Туксани-Муламской геоло-  
гопоисковой партии в 1929 г. ВГФ.

Федоровский В.С. Отчет Дамбукинской партии за  
1958 г. Фонды ДВГУ, 1959.

Приложение I

СПИСОК  
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы авторов	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала и фондový номер
I	Казмин Ю.Б. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Станового хребта (бассейнов р. Утук и верховьев р. Туксани)	1960	ВГФ, № 022306I
2	Микаилов Б.А. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Зеи и Окнона	1961	ВГФ, № 02308I2

СПИСОК  
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ  
№52-У КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характер проявлений	№ использованного материала по списку (прилож. I)
I	2	3	4	5
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Черные металлы		
		Магнетитовые руды		
22	Ш-3	Правый борт долины руч. П Сивактыляка	Скарновая залежь	2
21	Ш-3	Левый борт долины правого среднего притока руч. П Сивактыляка	Магнетитовые скарны	2
23	Ш-3	Правый борт долины левой составляющей правого среднего притока руч. П Сивактыляка	То же	2
20	Ш-3	Правый борт долины руч. П Сивактыляка в 4 км от устья	"	2

I	2	3	4	5
		Цветные металлы		
		Медь		
I2	Ш-I	Правый борт долины ручья, в 5 км к восток-юго-востоку от оз.Оконон	Залежь пирит-пирротиновых руд	2
		Свинец		
I9	Ш-3	Бассейн руч.П Сивактыляка	Шлиховой ореол	2
		Цинк		
25	Ш-4	Среднее течение р.Мал.Мутюки	Окварцованные эпидозиты	
I7	Ш-3 Ш-4 П-3	Бассейн руч.П Сивактыляка и средняя часть водоразделов рек Зеи и Мал.Мутюков	Металлометрический ореол	2
		Полиметаллические руды		
24	Ш-3	Правый борт долины левой составляющей правого среднего притока руч.П Сивактыляка	Окварцованные эпидотиты	2
		Благородные металлы		
		Золото		
I5	Ш-2	Правый борт долины левого первого от устья притока р.Мал.Оконон	Кварцевая жила	2

I	2	3	4	5
26	Ш-4 IY-4	Верховья р.Этматы	Шлиховой ореол	2
27	IY-4	Бассейн верхнего течения р.Этматы	То же	2
28	IY-4	Бассейн верхнего течения р.Этматы	"	2
		Редкие металлы		
		Молибден		
I3	Ш-2	Левый борт долины правого притока р.Бол.Оконон	Зона дробления раннемеловых гранодиоритов	I
I	I-I	Среднее течение р.Сатмар	Шлиховой ореол	I
2	I-2	Бассейн нижнего течения р.Бол.Туксани	То же	I
3	I-2	Среднее течение р.Альванар	"	I
7	П-2	Бассейн верхнего течения р.Бол.Туксани	"	I
9	П-2 Ш-2	Бассейн верхнего течения р.Бол.Оконон	"	I
II	П-4	Бассейн р.Ивак 2	"	I

I	2	3	4	5
			Ниобий	
4	I-2	Водораздел в I км к северу от отметки 2209,0	Глыбы пегматитов и пегматоидных гранитов	I
6	II-2	Склон водораздела, в 0,3 км к западу от отметки 2209,0	Делювиальные глыбы пегматита	I
			Редкие земли	
5	I-4	Северный берег оз.Мал.Токо	Зона дробления	I
8	II-2	Вершина водораздела рек Бол.Туксани и Бол.Оконона, в 0,5 км к северо-востоку от перевала из р.М.Туксани в Бол.Оконон	Жила пегматита	I
10	II-3	Правый борт долины левой составляющей руч. I Сивактыляк, в 4 км от истока	То же	I
14	III-2	Вершина правого притока р.Бол.Оконон	"	I
16	III-2	Правый борт долины левого притока р.Бол.Оконон, впадающего в 6 км выше устья р.Мал.Оконон	"	I
18	III-3	Русло руч. II Сивактыляка в его верховьях	"	2

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение .....	3
Стратиграфия .....	8
Интрузивные образования .....	28
Тектоника .....	48
Геоморфология .....	57
Полезные ископаемые .....	62
Подземные воды .....	76
Литература .....	77
Приложения .....	82