

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

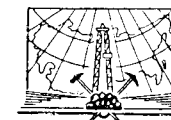
Серия Анюйско-Чаунская

Лист Q-58-III, IV

Объяснительная записка

Составитель *И. А. Панычев*

Редактор *Д. Ф. Егоров*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА 1966

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-58-III, IV ограничена координатами $67^{\circ} 20' - 68^{\circ} 00'$ с. ш. и $164^{\circ} 00' - 166^{\circ} 00'$ в. д. и административно входит в Билибинский район Чукотского национального округа Магаданской области РСФСР.

Основными орографическими единицами рассматриваемой территории являются Южный Анюйский хребет и Анюйское нагорье (Васьковский, 1956).

Южный Анюйский хребет находится в центральной части района, протягиваясь в северо-западном направлении от верховий р. Ургувеема до среднего течения р. Яркана. Средние абсолютные отметки его 750—800 м, а относительные превышения 500—600 м. От хребта на север и на юг отходят широкие сглаженные залесенные отроги, постепенно выпадающие в сторону крупных водотоков. Абсолютные отметки вершин отрогов не превышают 600 м, относительные превышения достигают 450 м. В пределах Анюйского нагорья развит мелкогорный и холмисто-увалистый рельеф с абсолютными отметками водоразделов 350—600 м и с относительными превышениями до 350 м. На общем фоне мелкогорья выделяется ряд обособленных вершин: гора Уямкандра (1147 м), гора Эломбал (1056 м), гора Крутая (983 м) и др.

Рисунок густой речной сети района сложен. Общее направление течения рек северное и южное. Положение долин часто совпадает с направлением тектонических нарушений.

К бассейну р. Бол. Анюя принадлежит расположенная на юго-западе района р. Уямкандра; длина ее в пределах рассматриваемой территории 60 км. В верховьях долина реки приурочена к тектоническому нарушению северо-западного простирания.

Наиболее крупным водотоком района является р. Мал. Анюй. Река сильно меандрирует, русло иногда разветвляется на несколько рукавов. Ширина главного русла 100—200 м; средняя глубина реки 1,7—2 м, при максимальной 4 м. Река изобилует перекатами, в связи с чем передвижение по ней возможно лишь на моторных лодках или катерах с малой осадкой.

Река Мал. Анюй принимает слева значительные по величине притоки: рр. Яркан, Тополевка 1-я, Тополевка 2-я и р. Тэтэм-

веем с ее левым притоком р. Ургувеем и ряд мелких ручьев. Длина их от 5 до 75 км.

Водный режим рек не постоянен и зависит главным образом от количества выпадающих атмосферных осадков. Резкое повышение уровня воды в водотоках наблюдается в весеннее половодье и в период осенних дождей. Зимой реки, за исключением р. Мал. Анюя, промерзают до дна.

Климатические особенности района обусловлены его положением за полярным кругом. Снеготаяние здесь заканчивается в начале июня; к этому же времени приурочено и вскрытие рек. Снеговой покров окончательно ложится в первой половине октября, реки замерзают в ноябре. По данным метеостанции пос. Островного, температура воздуха в районе от -62° зимой до $+33^{\circ}$ летом. Среднемесячная температура июня, июля и августа $+13^{\circ}$ — $+15^{\circ}$. В летний период температура на поверхности почвы иногда падает ниже 0° . Максимальное количество осадков приходится на август месяц и равно в среднем 42 мм, минимальное — на март—апрель (3 мм).

Древесная растительность развита в областях низкогогорья. Нередко встречаются участки лиственного леса, пригодного для строительства. В долине р. Мал. Анюя и в приустьевых частях долин ее левых притоков, кроме даурской лиственницы, растут тополь, осина, чозения. Небольшие безлесные участки в долинах могут использоваться как сенокосные угодья. На склонах гор часто встречаются заросли кедрового стланника. Склоны долин, а иногда и водоразделы низкогогорий покрыты ягелем.

Населенные пункты на территории листа отсутствуют. Ближайших поселков, Островное, расположен в 12 км к северо-западу от рассматриваемой территории, на левом берегу р. Мал. Анюя. В поселке имеется школа-интернат, медицинский пункт, радиостанция, гидрометеорологическая станция. Здесь же расположен центр оленеводческого колхоза «Турваургин». В колхозе, кроме оленеводства, в последние годы широкое развитие получило звероводство.

Связь между пос. Островное и поселками, расположенными на побережье р. Колымы, осуществляется на собаках, оленях и лошадях. В последние годы широко применяются речные катера, тракторы и самолеты.

Первые сведения о геологическом строении района приведены в отчете П. Н. Ушакова и А. К. Курилика (1941ф). На правобережье р. Мал. Анюя они описали сложно дислоцированную осадочную толщу с северо-западным простиранением структур. В этой толще ими были выделены две свиты: нижняя — сланцево-филлитовая и верхняя — песчано-сланцевая, залегающая согласно на нижней. Возраст обеих свит принят им условно триасово-юрским.

М. Н. Злобин (1942ф) расширил площадь распространения сланцево-филлитовой и песчано-сланцевой свит. Породы, составляющие эти свиты, он отнес условно к триасовому возрасту. Кроме того, на территории листа им впервые были описаны эффузивы условно нижнемелового возраста, залегающие несогласно на отложениях триаса, и интрузивный комплекс пород позднелурского—позднемелового возраста.

В 1946 г. юго-западная часть рассматриваемой территории была исследована Р. Р. Зивертом. По его данным, здесь обнажается песчано-сланцевая толща условно верхнетриасово-нижнелурского возраста, смятая в складки северо-западного простирания. Эффузивно-туфовая толща условно верхнелурского—нижнемелового возраста залегает несогласно на первой.

В 1956 г. в южной части территории листа С. Г. Желнин выделил моннинскую и уямкандинскую свиты. Моннинская свита, датированная условно средней юрой, представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, кварцево-полевошпатовыми и полевошпатовыми песчаниками. Уямкандинская свита сложена полимиктовыми и туфогенными песчаниками с линзами конгломератов, алевролитами и глинистыми сланцами. Возраст свиты (также условно), определен верхнелурским. Взаимоотношения между свитами не выяснены.

В этом же году Д. М. Печерским (1957ф) изучался интрузивный комплекс Уямкандинского массива. Предложенная им схема магматизма в основных чертах сохранена в настоящей записке.

Начиная с 1959 г., в связи с необходимостью определения общих перспектив золотоносности Малоанюйского бассейна, на рассматриваемой территории проводились детальные работы, в результате которых площадь листа к моменту составления настоящей карты была полностью покрыта геологической съемкой и поисками масштабов 1:100 000 и 1:200 000 и частично 1:50 000. В эти годы здесь занимались исследованиями геологи Г. А. Климов (1960ф), М. В. Гусаров (1961ф), В. А. Касаткин (1961ф), Б. Ф. Палымский (1961ф), А. И. Садовский (1961ф), Б. М. Янин (1961ф), а на сопредельных территориях — С. М. Тильман (1959ф), Ю. М. Довгаль (1961ф), И. А. Панычев (1961ф), Д. Ф. Егоров (1964), М. Д. Часовитин (1965) и др.

С. М. Тильманом составлена Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (лист Q-58), в которой обобщены все сведения о геологическом строении рассматриваемого района, собранные до 1960 г. Им выделены кэпэрвеевская свита, карнийский ярус верхнего триаса, нижнемеловые осадочные и эффузивные образования. Все стратиграфические подразделения фаунистически не были охарактеризованы. Интрузивные и субвулканические породы отнесены к нижнему мелу. В результате последующих работ фаунистически подтверждены возраст кэпэрвеевской свиты и карнийских отложений верхнего триаса.

Осадочные отложения, отнесенные С. М. Тильманом к нижнему мелу на основании находок фауны, оказались средне- и верхнеюрскими. Среди субвулканических образований выделены верхнеюрские тела. Кроме того, уточнены площади распространения стратиграфических и интрузивных подразделений. Карта пре-терпела существенные изменения.

В 1961 г. работами А. Г. Сенотрусова (1962ф) установлена перспективная золотонность бассейна р. Тополевки.

Летом 1961 г. на территории листа автор провел контрольно-уязвочные маршрутные исследования с целью дополнительных сборов фауны, изучения разрезом, выяснения взаимоотношений между различными стратиграфическими подразделениями и уточнения границ их площадного распространения. В процессе работ использовались аэрофотоснимки масштаба 1:65 000, а для северо-восточной части территории — масштаба 1:25 000. Но так как район сильно задернован, то эффективность дешифрирования геологических границ по аэрофотоснимкам низка.

При составлении геологической карты листа были использованы данные аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000, 1:50 000 и 1:25 000, выполненной Северо-Восточным геологическим управлением (Кеткин, 1956ф; Колодкин, 1958ф; Крайнов, 1960ф; Ворошилов, 1961ф).

Определение ископаемой фауны и флоры, собранной на территории листа, проводили А. Ф. Ефимова и К. В. Паракецов в Магадане и Ю. Н. Попов в Ленинграде.

СТРАТИГРАФИЯ

Рассматриваемая территория расположена в юго-западной части Анюйской складчатой зоны. В ее строении принимают участие каменноугольные, триасовые, юрские, меловые и палеогеновые осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования, а также рыхлые четвертичные отложения.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Визейский ярус

Вернитаквеевская свита ($C_1\text{un?}$). Отложения вернитаквеевской свиты на описываемой площади впервые выделены автором в верховьях руч. Полярного (левый приток р. Тополевка 1-я). Представлены они песчаниками, алевролитами, известняками и кремнистыми породами. Породы брекчированы и покрыты гидроокислами железа, известняки — мраморизованы.

Сводный схематический разрез их, составленный по разрозненным коренным обнажениям, следующий (снизу вверх):

1. Мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты	30 м
2. Мраморизованные известняки. Под микроскопом в них изредка обнаруживаются неопределимые остатки раковин	70 ..
3. Кремнистые породы	30—50 ..
4. Мелкозернистые полимиктовые песчаники с линзами известняков	70—100 ..
Мощность каменноугольных отложений равна 200—250 м.	

Фауна в отложениях свиты на рассматриваемой территории не обнаружена. Но в бассейне р. Любеем (Гулевич, 1960) в аналогичных отложениях собраны кораллы, определенные Г. А. Андриановой как *Lonsdaleia* cf. *floriformis* Mart., *Lonsdaleia* sp. (cf. *L. Longiseptata* Gorsky), *L. floriformis* var. *septentrionalis* Gorsky и указывающие на визейский возраст отложений.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нижний — средний отделы

Кэпэрвеевская свита ($T_{1-2}kp$). Отложения этой свиты обнажены на левобережье р. Мал. Анюя, где они в виде полосы северо-западного простирания прослеживаются от среднего течения р. Тэтэмвеем до приустьевой части р. Яркана.

Свита сложена кварцево-плагноклазовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, кварцево-хлоритовыми сланцами и филлитами. Схематический разрез свиты (снизу вверх):

1. Серовато-зеленые полимиктовые песчаники с маломощными (0,05—0,20 м) прослоями зеленовато-серых алевролитов и зеленых кварцево-хлоритовых сланцев. Мощность пластов песчаника 1—5 м. В песчаниках и алевролитах многочисленные известковистые конкреции диаметром 0,05—0,15 м. Кроме того, в песчаниках иногда наблюдаются линзовидные прослои серых известковистых песчаников и песчаных известняков мощностью до 1 м	40—50 м
2. Зеленовато-серые полимиктовые песчаники с прослоями (0,10—0,30 м) темно-серых алевролитов и зеленых кварцево-хлоритовых сланцев и серых известковистых песчаников	30—55 ..
3. Темно-серые и зеленовато-темно-серые кварцево-плагноклазовые песчаники (0,30—0,70 м), алевролиты и серовато-зеленые кварцево-хлоритовые сланцы (0,20—0,40 м) с <i>Posidonia?</i> sp.	350—400 ..
4. Зеленые и зеленовато-темно-серые полимиктовые песчаники (0,5—1,5 м) с прослоями (0,1—0,3 м) зеленых кварцево-хлоритовых сланцев. Песчаники содержат небольшие (до 0,15 м) известковистые конкреции и включения пирита. В верхней части пачки наблюдаются линзовидные прослои известковистых песчаников мощностью до 0,6 м	320—340 ..
5. Зеленовато-темно-серые кварцево-плагноклазовые песчаники с прослоями (0,1—0,3 м) зеленых кварцево-хлоритовых сланцев и филлитов	25—30 ..
6. Зеленовато-серые кварцево-плагноклазовые песчаники с прослоями (0,05—0,40 м) зеленых кварцево-хлоритовых сланцев. В песчаниках наблюдаются линзы и конкреции серых известковистых песчаников	130—145 ..
Мощность свиты 950—1000 м.	

В районе вскрыта лишь верхняя часть разреза кэпэрвеевской свиты. Слои 1—3 приведенного выше разреза отвечают, по-видимому, индскому ярусу, так как содержат фауну *Posidonia?* sp. Восточнее (лист Q-58-V, VI) в аналогичных по составу отложениях Д. Ф. Егоровым (1964) собраны *Posidonia christophori* P o r o w. Верхние слои разреза мощностью около 500 м отвечают, очевидно, оленекскому ярусу и среднему отделу триаса, так как стратиграфически выше согласно залегают осадочные отложения карнийского яруса.

Севернее (листы R-58-XXXIII, XXXIV и R-58-XXXV, XXXVI), М. Д. Часовитин (1965), Г. М. Сосунов (1959) отложения кэпэрвеевской свиты расчленили на нижний и средний отделы триаса. К нижнему триасу отнесены осадочные отложения, содержащие *Posidonia christophori* P o r o w, *P. olenekensis* P o r o w (ex MS), *Glaraia* sp., *Ophiceras?* sp. indet и другие формы, датирующие, по заключению Ю. Н. Попова, индский ярус нижнего триаса. К среднему триасу условно отнесена верхняя немая часть разреза кэпэрвеевской свиты, выделенная исследователями в качестве самостоятельной понеургенской свиты.

На рассматриваемой территории толща пород ниже и среднетриасового возраста при картировании практически не разделяется на ярусы и для нее сохранено название кэпэрвеевской свиты, утвержденное в 1957 г. стратиграфическим совещанием в г. Магадане. Поэтому в северо-западном углу района отмечается небольшое расхождение в стратиграфическом разделении с соседним листом R-58-XXXIII, XXXIV.

Верхний отдел

Карнийский ярус (Тзк)

Карнийские отложения имеют в районе широкое распространение. Выходы их установлены в бассейне р. Мал. Анюя. Кроме того, в юго-западной части района условно к карнийскому ярусу отнесены осадочные отложения, документированные переходной фауной от карнийской к норрийской.

Схематический разрез карнийских отложений, изученный в долине р. Мал. Анюя, следующий (снизу вверх):

1. Темно-серые и черные углисто-глинистые сланцы с редкими тонкими (0,01—0,03 м) прослоями алевролитов 40—200 м
2. Кварцевые и полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с кварцевыми алевролитами и глинистыми сланцами. Песчаники тонко- и мелкозернистые параллельнослоистые, реже косо-слоистые 645 „
3. Серые мелкозернистые кварцевые песчаники, переслаивающиеся с черными алевролитовыми сланцами 145—155 „
4. Черные алевролиты, ритмично переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Алевролиты по простиранию иногда замещаются мелкозернистыми кварцевыми песчаниками. Мощность элементов ритма не превышает 0,2 м. В верхней части пачки

алевролиты и глинистые сланцы постепенно сменяются песчаниками и алевролитами 500 м

5. Серые кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники и черные глинистые сланцы. В верхней части пачки сланцы сменяются алевролитами 420—430 „

В средней части разреза карнийских отложений на прилегающей с севера территории (лист R-58-XXXIII, XXXIV) собрана фауна *Otapiria ussuriensis* (V o r.), *Halobia austriaca* M a j s., *H. superbescens* Kittl, а в верхах разреза — *Monotis scutiformis* (T e l l.).

Общая мощность отложений карнийского яруса в долине р. Мал. Анюя 1300—1500 м.

В верховьях рр. Тополевки 1-ой и Тополевки 2-ой общий характер разреза карнийских отложений несколько иной. Здесь на горизонт углисто-глинистых сланцев мощностью до 200 м ложится пачка ритмично чередующихся между собой мелкозернистых кварцевых и полимиктовых песчаников, кварцевых алевролитов и глинистых сланцев. По простиранию с юго-востока на северо-запад эта пачка фациально замещается мелкозернистыми серыми полимиктовыми песчаниками, среди которых встречаются редкие маломощные прослои черных глинистых сланцев и серых кварцевых алевролитов; мощность пачки 300—350 м.

Стратиграфически выше залегает типичный для карнийского яруса флиш. В верхних частях разреза флишевой толщи автором найдена фауна *Otapiria* cf. *ussuriensis* (V o r.) (определение К. В. Паракецова).

В юго-западной части района, в бассейне р. Уямканды, разрез условно карнийских отложений изучался Б. Ф. Палымским (1961ф):

1. Ритмично переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и алевролитоглинистые сланцы 100 м
2. Алевролитовые и алевролитоглинистые сланцы, замещающиеся иногда по простиранию полевошпатовыми песчаниками 200 „
3. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и алевролитовых сланцев; встречаются линзовидные прослои аркозов 50 „
4. Алевролитовые и алевролитоглинистые сланцы 80 „
5. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и алевролитоглинистых сланцев 180 „
6. Песчаники и алевролиты, чередующиеся без видимой ритмичности 70 „
7. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и алевролитоглинистых сланцев 40 „
8. Алевролитовые и алевролитоглинистые сланцы 70 „
9. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и алевролитовых сланцев. Песчаники близки по составу к кварцево-полевошпатовым, содержат многочисленные пиритовые и марказитовые конкреции; на нижних поверхностях напластования разнообразные по форме гиероглифы 30 „
10. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и алевролитовых сланцев. На некоторых участках разреза песчаники замещаются алевролитами 220 „
11. Песчаники с пакетами ритмично чередующихся между собой песчаников, алевролитов и алевролитоглинистых сланцев 50 „

12. Алевритовые и алеврито-глинистые сланцы	40 м
13. Песчаники с пакетами ритмичного чередования песчаников, алевролитов и сланцев. Иногда песчаники сменяются конгломератами, в которых преобладает галька осадочных пород	60 ..
14. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и алеврито-глинистых сланцев. В алеврито-глинистых сланцах изредка встречаются линзы известняков с текстурой «конус в конус»	75 ..
15. Песчаники полевошпатовые, близкие к аркозовым, по простиранию сменяются конгломератами	25 ..
16. Песчаники, алевролиты и алеврито-глинистые сланцы с текстурой «конус в конус»	225 ..
17. Алевритовые и алеврито-глинистые сланцы	50 ..
18. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и алевритовых сланцев	20 ..
19. Песчаники среднезернистые полимиктовые, по составу близкие к аркозовым	16 ..
20. Глинистые и углито-глинистые сланцы	0,8 ..
21. Ритмичное переслаивание среднезернистых песчаников и глинистых сланцев	52 ..
22. Песчаники мелко- и среднезернистые, алевролиты, глинистые и углито-глинистые сланцы; в алевролитах и мелкозернистых песчаниках часто встречается обуглившийся растительный детрит; на нижней поверхности песчаников отмечаются хорошо выраженные флишевые гнироглифы	50 ..
23. Песчаники среднезернистые полимиктовые, по составу близкие к аркозовым, с <i>Monotis scutiformis</i> var. <i>typica</i> Kіr a r., <i>M. zabaikalica</i> Kіr a r. (?) (определение А. Ф. Ефимовой). Эта пачка является переходной от карнийского яруса к норийскому	81 ..

Вскрытая мощность карнийских отложений 1820—1840 м.

Таким образом, разрез осадочных отложений бассейна р. Уямканды отличается от разреза карнийских отложений бассейна р. Мал. Анюя наличием более крупнообломочного материала, вплоть до появления мелкогалечных конгломератов, и большей мощностью.

Карнийский возраст отложений бассейна р. Мал. Анюя определяется *Otapiria* cf. *ussuriensis* (V o r.), а на смежных листах (Часовитин, 1961; Сосунов, 1959; Егоров, 1961) — *Monotis scutiformis* (T e l l.), *Otapiria ussuriensis* (V o r.), *Halobia austriaca* M o j s., *H. cf. obruchevi* Kіr a r., *H. cf. indigirensis* P o r o w и др. (определение А. Ф. Ефимовой).

Возраст осадочных отложений бассейна р. Уямканды принят условно карнийским на основании находки *Monotis scutiformis* var. *typica* Kіr a r., *M. zabaikalica* Kіr a r. (?) (определение А. Ф. Ефимовой). Фауна отвечает переходным слоям от карнийского яруса к норийскому.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Средний отдел (J₂)

Среднеюрские отложения имеют в районе ограниченное развитие. Небольшие выходы их известны на междуречье Уямканды и Ангarki и в верховье р. Широкой (левый приток р. Уямканды). На подстилающих породах карнийского яруса отложе-

ния средней юры, по данным Б. Ф. Палымского (1961ф) и В. А. Касаткина (1961ф), залегают со стратиграфическим и угловым несогласием.

В основании разреза среднеюрских отложений залегают базальные конгломераты, сложенные галькой пород карнийского яруса. Диаметр галек 5—10 см, значительно реже встречаются гальки диаметром до 20 см. Гальки песчаников нередко рассечены кварцевыми прожилками. Изредка встречаются мелкие (до 1,5 см) окатанные гальки жильного кварца. Цемент базальный псаммитовый. Мощность базального слоя 100 м.

Выше залегает монотонная толща массивных песчаников с редкими прослоями гравелитов и конгломератов мощностью 200—250 м.

Общая мощность среднеюрских отложений 300—350 м. К юго-востоку их мощность резко возрастает и на смежном листе Q-58-XI, XX достигает 1500 м.

В этих отложениях собрана фауна *Inoceramus* sp. indet., имеющая, по мнению А. Ф. Ефимовой, среднеюрский облик. На соседних листах (Q-58-IX, X и Q-58-XI, XII), где отложения имеют более широкое распространение, собраны *Inoceramus porrectus* Eich w., *In. aequicostatus* V o r., *In. subambiguus* P s e l. (определение А. Ф. Ефимовой и И. В. Полуботко).

Верхний отдел (J₃)

Отложения верхней юры установлены в южной и юго-западной части территории листа, где они выполняют Камешковскую и Нутесынскую впадины. Так же как и на соседнем листе Q-58-V, VI (Егоров, 1964), верхнеюрские образования подразделяются на две толщи: нижнюю — осадочную и верхнюю — вулканогенную.

В нижней толще выделяются морские и субконтинентальные фации.

Морские отложения обнажены в верховьях pp. Яркана, Уямканды и Ургувеема и играют основную роль среди осадочных образований верхней юры.

Сводный разрез нижней толщи верхнеюрских отложений, составленный на основании сопоставления и корреляции многочисленных коренных обнажений и частных разрезов, изученных Б. Ф. Палымским (1961ф), Б. М. Яниным (1961ф), И. А. Паньчевым (1962ф), следующий (снизу вверх):

1. Базальный слой. Песчаники с линзами и прослоями конгломератов мощностью до 1 м. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, эффузивов кислого и основного состава, сцементированных грубозернистым туфогенным материалом; диаметр галек 5—10 см	20—30 м
2. Алевролиты с многочисленными маломощными (0,03—0,40 м) пластами и линзами полимиктовых и туфогенных песчаников и туфитов	40—45 ..
3. Туфолавы липаритов	до 40 ..

4. Алевролиты с прослоями (0,1—0,3 м) аркозовых песчаников с <i>Asteroides</i> плохой сохранности ¹ и глинистых сланцев	30 м
5. Зеленоватые мелкогалечные конгломераты с песчаным цементом. Галька представлена эффузивными породами основного состава, реже жильным кварцем	20—30 „
6. Алевролиты и глинистые сланцы с маломощными (до 0,7 м) прослоями песчаников, гравелитов, туфолав, базальтов и андезито-базальтов (редко) и линзами пелитоморфных известняков	60 „
7. Неритмично переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Мощность прослоев алевролитов и сланцев колеблется от 0,5 до 1,5 м, мощность пластов песчаников иногда достигает 2,5—3 м. В алевролитах встречены <i>Aucella</i> sp.	450 „
8. Алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников. Для пород характерна исключительно плохая сортировка обломочного материала и фацнальное замещение одних пород другими	80 „
Этот горизонт в юго-восточной части рассматриваемой территории замещается песчано-глинистыми субконтинентальными образованиями	
9. Туфолавы и туфы базальтов и андезито-базальтов, андезиты	180 м
10. Глинистые сланцы и алевролиты	30—40 „
11. Туфы основного состава, песчаники и глинистые сланцы. Песчаники содержат фауну: <i>Aucella rugosa</i> (Fisch.), <i>A. ex gr. mosquensis</i> (Buch), <i>A. orbicularis</i> Hyatt (?), <i>A. cf. tenuicollis</i> Pavl., <i>Asteroides</i> (определение К. В. Паракецова)	40 „
12. Туфы андезито-базальтов	0,25 „
13. Полимиктовые песчаники	20—25 „
Общая мощность морских отложений нижней толщи 800—1000 м.	

Морские отложения к юго-востоку по простиранию постепенно замещаются субконтинентальными.

Субконтинентальные фацции отличаются от морских грубым неравномерным характером переслаивания осадков, слабой сортировкой материала и плохой окатанностью обломков. Часто среди этих пород отмечаются углистые скопления и неопределимые растительные остатки. Для толщи субконтинентальных отложений характерна постепенная смена снизу вверх грубообломочных пород мелкообломочными и глинистыми. Низы разреза представлены переслаиванием конгломератов, гравелитов и песчаников. Конгломераты и гравелиты содержат гальку песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и гидротермального кварца. Размер галек конгломератов 0,5—7 см. Выше по разрезу конгломераты исчезают и начинают преобладать мелкозернистые песчаники и алевролиты; кроме того, появляются прослои (до 1 м) глинистых сланцев, туфов и туфолав, базальтов, андезито-базальтов и липаритов. В верхах разреза среди алевролитов и песчаников исчезают прослои туфов основных эффузивов и увеличивается количество прослоев туфолав липаритов. Мощность субконтинентальных отложений нижней толщи 250—300 м.

¹ По заключению А. Ф. Ефимовой и К. В. Паракецова, эта форма несколько напоминает *Astropecten phillipsi* Forbes из среднеюрских отложений Верхоянья, а также *Oreaster jurassicus* (Zitt.) из поздней юры Саксонии и Франции.

Верхняя вулканогенная толща (по А. Я. Радзивиллу и С. М. Тильману, уткуеевская толща) имеет ограниченное распространение. Установлена она в юго-восточной части площади листа, на водоразделе рр. Гульхвивеем и Ургувеем, а также на смежном листе Q-58-V, VI (Егоров, 1964). Верхняя толща согласно залегает на нижней и представлена липаритами и липарито-дацитами; резко подчиненное значение в разрезе имеют туфы, туфолавы и мелкозернистые туфогенные песчаники. Мощность верхней толщи 150—200 м.

Общая мощность верхнеюрских отложений — 900—1200 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

На описываемой территории породы нижнего мела разделены на две свиты: нижнюю — нутесынскую и верхнюю — тытыльвеевскую.

Нутесынская свита (Сг₁ nt) слагает небольшую площадь в юго-восточной части листа. Она с угловым несогласием залегает на карнийских и верхнеюрских отложениях. В смежных районах, по данным А. Я. Радзивилла (1958ф), С. М. Тильмана (1959ф), Д. Ф. Егорова (1961) и других, нутесынские отложения несогласно залегают также и на толщах валанжинского яруса.

Свита представлена переслаивающимися конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, пепловыми и грубокластическими туфами основного состава. Разрез свиты в бассейне р. Гульхвивеема следующий (снизу вверх):

1. Крупно- и среднегалечные конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек липаритов, дацитов, гранодиорит-порфиров, туфов, туфогенных и полимиктовых песчаников, черных песчано-глинистых сланцев, алевролитов, андезито-базальтов и их туфов; изредка встречаются гальки диабазов и зеленых кварцевых хлоритовых сланцев. Гальки плохо отсортированы; диаметр их 1—20 см, чаще 3—5 см. Цемент гравийно-галечный; он составляет 40—50% объема породы	30 м
2. Неравномерное переслаивание конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, редко глинистых сланцев. В алевролитах обнаружены: <i>Ginkgo adiantoides</i> (Ung.) Heer., <i>Podozamites lanceolatus</i> L. et H., <i>Onychiopsis elongata</i> (Geyl) Yok., <i>Sphenopteris holtumii</i> Sew. (определения А. Ф. Ефимовой). По заключению А. Ф. Ефимовой, указанный комплекс флоры датирует нижний мел	175 „
3. Грубообломочные туфы андезито-базальтов и базальтов	15 „
4. Мелкообломочные туфы базальтов	5 „
5. Тонкообломочные туфы основного состава	60—70 „
6. Мелкозернистые песчаники и алевролиты с редкими прослоями глинистых сланцев	125 „
7. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты с прослоями грубозернистых песчаников	100—130 „
8. Полимиктовые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов	30—50 „

9. Полимиктовые песчаники	100—110 м
10. Глинистые сланцы, алевролиты, реже мелкозернистые песчаники	40 ..

Мощность нутесынской свиты 700—750 м.

Тытыльвеемская свита (*Ст₁tt*) на рассматриваемой территории развита широко. Она слагает полосу, пересекающую район с юго-востока на северо-запад. Ширина полосы от 3—4 до 25 км.

Тытыльвеемская свита с угловым несогласием залегает на карнийских и верхнеюрских отложениях (Гусаров, 1961ф; Касаткин, 1961ф; Палымский, 1961ф; Янин, 1961ф), а также на нижнемеловых отложениях нутесынской свиты (Панычев, 1962ф).

Свита сложена туфами и туфолавами среднего и основного состава, туфогенными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и в меньшей степени лавами диабазов, спилитов и кислых альбитизированных пород, приближающихся по составу к кераатофирам и липаритам. В бассейне р. Уямканды в разрезе свиты преобладают лавы диабазов и спилитов (Палымский, 1961ф), а в бассейне р. Кочки (Гусаров, 1961ф) в низах разреза — кислые альбитизированные породы. Для общего представления о характере переслаивания пород приводится разрез, составленный Б. М. Яниным (1961ф), для бассейна р. Яркан (снизу вверх):

1. Спилиты и палеотипные базальты	50 м
2. Андезиты и их туфолавы	20 ..
3. Альбитизированные кислые породы	9 ..
4. Туфолавы андезитов	30 ..
5. Туфогенные песчаники	3,6 ..
6. Туфолавы андезито-базальтов	7 ..
7. Туфогенные песчаники с тонкими (0,05—0,10 м) прослоями глинистых сланцев	2,9 ..
8. Туфогенные песчаники	2,1 ..
9. Туфогенные алевролиты	0,2 ..
10. Туфогенные песчаники	1,1 ..
11. Туфогенные алевролиты и глинистые сланцы	1,0 ..
12. Туфы основного состава	0,7 ..
13. Черные алевролитовые сланцы	1,3 ..
14. Туфы среднего состава	0,5 ..
15. Андезито-базальты	70—80 ..
16. Туфолавы андезитов и андезито-базальтов	100 ..
17. Переслаивание туфогенных песчаников, туфов и туфолав среднего состава	120—130 ..
18. Переслаивание андезитов, андезито-базальтов, базальтов и дацитов. Преобладают андезиты и андезито-базальты. Туфы встречаются редко; по составу они соответствуют андезитам и андезито-базальтам	300—400 ..

Мощность 720—840 м.

Более высокие горизонты сложены андезито-базальтами и их туфами, а в юго-восточной части района значительную роль среди них играют базальты.

Органические остатки в вулканогенных образованиях, слагающих свиту, не обнаружены. На территории смежных листов

в породах свиты собрана нижнемеловая флора: *Phoenicopsis* cf. *speciosa* Heer., *Cladophlebis browniana* (Dink.) Sow., *Podozamites* sp. (Тильман, 1959).

Общая мощность тытыльвеемской свиты в рассматриваемом районе 800—1100 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА (βPg?)

К образованиям палеогенового возраста относятся базальты, андезито-базальты, их туфы и туфолавы, залегающие в виде горизонтальных покровов. Они развиты на междуречье Ургувеема и Уямканды и на левобережье рр. Яркана и Гульхвеема.

В основании разреза палеогеновых образований на междуречье Ургувеема и Уямканды залегает горизонт туфов и туфолав андезито-базальтов мощностью 20—40 м. Выше по разрезу наблюдается толща переслаивающихся базальтов и андезито-базальтов. Базальты представляют собой плотные породы смоляно-черного цвета, содержащие вкрапленники лабрадора № 57—65 и пироксена. Основная масса породы сложена микролитами лабрадора, в интерстициях между которыми расположены ксеноморфные зерна пироксена, рудного минерала и нераскристаллизованное стекло. Андезито-базальты отличаются от базальтов более светлой окраской и почти полным отсутствием порфировых выделений. Под микроскопом в породе распознается интерсертальная структура, выраженная неориентированными микролитами андезин-лабрадора, в интерстициях между которыми наблюдаются призмочки моноклинного и ромбического пироксена, зерна рудного минерала и бурое стекло. Мощность толщи базальтов и андезито-базальтов 80—110 м.

Общая мощность вулканогенных образований палеогеновой системы 100—150 м.

Палеогеновый возраст вышеописанной вулканогенной толщи принят условно на основании кайнотипного облика пород и их горизонтального залегания.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичной системы разделены на верхний и современный отделы и неразделенные верхний и современный отделы.

Верхний отдел (Q₃)

Среди верхнечетвертичных отложений выделяются аллювиальные, озерно-болотные¹ и ледниковые.

¹ Озерно-болотные верхнечетвертичные отложения на карте объединены с аллювиальными.

Аллювиальные отложения развиты в долинах рр. Мал. Аюя, Коралловой, Ургувеема, Уямканды. Они слагают вторую надпойменную террасу высотой 8—12 м, третью надпойменную террасу 15—20-метрового уровня и совместно с озерно-болотными отложениями образуют террасо-увалы в долинах рр. Яркана, Мал. Аюя и Ургувеема.

В литологическом отношении аллювий этих речных долин очень сходен и представлен неравномерным переслаиванием илистых супесей, песков и галечников. Разрез аллювиальных отложений второй надпойменной террасы, изученный А. И. Садовским (1961ф) в приустьевой части р. Тополевки 1-ой (сверху вниз):

1. Грубозернистый песок с редкой мелкой галькой	0,23 м
2. Грубозернистый песок	0,32 „
3. Галечник с линзами и прослоями суглинков	1,57 „
4. Грубозернистый песок	0,18 „
5. Галечник с редкими валунами и грубозернистый песок	0,41 „
6. Торф	0,19 „
7. Суглинки	0,42 „
8. Галечник с редкими валунами и грубозернистый песок	1,58 „
9. Мелкозернистый песок	0,16 „
10. Грубозернистый песок и галечник	0,55 „
11. Торф	0,22 „
12. Мелкозернистый песок	0,35 „
13. Галечник	0,03 „
14. Торф	0,22 „
15. Галечник	0,3 „
16. Грубозернистый песок	0,21 „
17. Суглинки с линзами галечников	0,58 „
18. Галечник с редкими валунами	0,37 „
19. Суглинки	0,27 „
20. Галечник	0,35 „
21. Мелкозернистый песок	0,22 „
22. Галечник с редкими валунами	0,8 „
23. Мелкозернистый песок	0,09 „
24. Галечник	1,00 „
25. Среднезернистый песок	0,12 „
26. Суглинки	0,1 „
27. Галечник	0,12 „

Мощность разреза 10,96 м.

Озерно-болотные отложения совместно с аллювиальными слагают террасо-увалы. Представлены они желтовато-серыми суглинками с линзами льда и тонкими прослоями и линзами торфа; изредка в них присутствует незначительная примесь грубозернистого песка. Мощность этих отложений от 10 до 30—40 м.

На террасо-увалах в ряде мест найдены бивни и зубы мамонта.

В низовьях р. Колымы возраст верхнечетвертичных отложений подтверждается сборами костных остатков *Elephas primigenius* Blum, *Bison priscus* Woj. и *Equus caballus* Linney (Гулевич, 1960).

Ледниковые образования установлены лишь в юго-восточной части площади листа, в долине р. Гульхивеема. Они образуют морену, сложенную крупными валунами, гальками, песчано-гравийным материалом и суглинками. Мощность ледниковых отложений не превышает 20 м.

В споро-пыльцевом спектре верхнечетвертичных отложений доминирующее положение занимает группа спор плаунов (*Selaginellaceae*), в значительно меньшем количестве встречаются споры хвощей и плаунов. Пыльца древесно-кустарниковой группы представлена березой и ольхой.

Верхний — современный отделы (Q₃₋₄)

На смежной территории (Q-58-IX, X), в бассейнах рр. Уямканды и Орловки, развиты рыхлые песчано-галечные отложения верхнечетвертичного и современного отделов неразделенные. На рассматриваемую территорию они заходят в виде узкой полосы (юго-западный угол листа).

Разрез их, по Ю. М. Довгалю (1962ф), изученный в долине р. Орловки, следующий (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой	0,1 м
2. Ил серого цвета с редкой мелкой галькой	0,4 „
3. Галечник с примесью песка и серого ила	0,9 „
4. Галечник с равномерно рассеянными мелкими хорошо окатанными валунами и тонкими (до 0,2—0,3 м) прослоями песчано-гравийного материала	0,7 „
5. Мелкая галька с суглинистой примазкой	0,8 „
6. Галька среднего размера с примесью песчаного материала	0,4 „
Мощность разреза 3,3 м.	

Нижняя часть разреза охарактеризована споро-пыльцевым комплексом, отвечающим верхнечетвертичному времени, а верхняя — современному отделу четвертичной системы.

Современный отдел (Q₄)

Среди современных отложений выделяются: аллювиальные, озерно-болотные, делювиально-солифлюкционные, элювиальные, коллювиальные и пролювиальные отложения¹.

Аллювиальные отложения развиты во всех речных долинах, где они слагают русло, пойму и первую надпойменную террасу. Разрезы руслового аллювия очень непостоянны из-за быстрого выклинивания слагающих его пластов. В шурфах схематический разрез аллювия по р. Тополевки 2-ой следующий.

В основании разреза наблюдается щебеночно-гравийно-суглинистый слой мощностью 0,2—2,5 м, содержащий обломки подстилающих пород. Выше его залегают валунно-галечные и

¹ Последние пять генетических типов современных отложений на геологической карте не показаны.

галечные отложения с линзовидными прослоями и линзами гра-вия, грубозернистого песка и суглинка; мощность их от 2,5 до 7 м и более. Заканчивается разрез чередующимися галечниками, песками, илами и суглинками. Общая мощность отложений 15—20 м. В долинах верховьев рек и ручьев аллювиальные отложения представлены крупными валунами и галечниками.

Пойменная фация аллювия характеризуется преобладанием мелкозернистого песка с примесью суглинков. В самом верху разреза песок и суглиники сменяются почвенным слоем. Пойменный аллювий слагает верхние части разреза пойм и низких надпойменных террас в долинах рр. Мал. Анюя, Яркана, Тополевки 1-ой, Тополевки 2-ой, Ургувеема и Уямканды. Мощность его не превышает 2 м.

Мощность современных аллювиальных отложений в долинах рр. Яркана, Тополевки 1-ой, Тополевки 2-ой, Ургувеема, Уямканды достигает 20—22 м, в долине р. Мал. Анюя мощность не установлена, но, по данным ВЭЗ, на соседней площади (Q-58-V, VI) она достигает 30 м.

Современные озерно-болотные отложения отмечены в высокой пойме р. Мал. Анюя, Яркана, Ургувеема и Уямканды. Представлены они илами и торфяниками с прослоями галечников и супесей. Мощность их обычно не превышает 1 м и лишь в низовьях р. Яркана и в долине р. Мал. Анюя, по-видимому, местами достигает 2—2,5 м.

Делювиально-солифлюкционные отложения образуют мощные широкие шлейфы у подножий склонов, состоящие из неотсортированного щебенисто-глинистого материала, которые перекрывают аллювиальные отложения речных террас и террасовалов, а иногда и пойм. Мощность их у подножий склонов 20—25 м, но по направлению к средней части долины она постепенно уменьшается.

Элювиальные образования распространены на водоразделах. Песчаники и сланцы превращаются в щебень с примесью песка и глины, конгломераты — в галечник с супесью, магматические породы — в плитчатый и глыбовый материал. Мощность элювия не превышает 1—1,5 м.

Коллювиальные отложения покрывают почти сплошным чехлом крутые склоны гор и возвышенностей. Мощность их колеблется от 0,2 до 4—5 м.

Проллювиальные неотсортированные валунно-галечные отложения с примесью грубого песка и глины слагают многочисленные конусы выноса в устьевых частях мелких водотоков. Мощность и объем их незначительны.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В районе намечается пять этапов магматической деятельности: раннетриасовый, позднеюрский, раннемеловой, поздне-меловой и палеогеновый. Каждому из этих этапов отвечают опре-

деленные интрузивные комплексы: 1) раннетриасовому этапу — внедрение габбро-диабазов; 2) позднеюрскому — излияние лав кислых эффузивов и формирование позднеюрских субвулканических тел; 3) раннемеловому — накопление туфов и излияния лав различного состава, формирование раннемеловых субвулканических тел и внедрение интрузивов различного состава; 4) позднемеловому — внедрение интрузивов кислого состава; 5) палеогеновому этапу — излияния базальтов, андезитов-базальтов и внедрение даек того же состава.

РАННЕТРИАСОВЫЙ КОМПЛЕКС (vрт₁)

Магматическая деятельность раннетриасового периода не получила в районе широкого распространения. На левобережье р. Мал. Анюя, между рр. Тополевкой 1-ой и Тополевкой 2-ой встречены две дайки габбро-диабазов северо-восточного простирания. Длина даек не превышает 0,5—1 км, а мощность — 10—12 м; падение их пологое.

Вмещающими породами даек являются отложения кэпэрвеемской свиты. Верхняя возрастная граница габбро-диабазов определяется активными контактами с породами нижних горизонтов кэпэрвеемской свиты, отвечающих, по Г. М. Сосунову (1959) и М. Д. Часовитину (1965), нижнему триасу. В верхних горизонтах кэпэрвеемской свиты (понеургенская свита, по Г. М. Сосунову) и в более молодых образованиях габбро-диабазы не встречаются.

Габбро-диабазы — неравнозернистые породы зелено-вато-серого цвета с крупными (до 0,5 см) порфировыми выделениями зеленовато-черной роговой обманки и серого плагиоклаза (лабрадора). Основная масса породы офитовая и гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Основная масса состоит из плагиоклаза (лабрадора), составляющего 50—60% объема породы, темноцветного минерала (40—45%) и кварца (2—5%). Из аксессуарных минералов установлен сфен. По наличию кварца породы могут быть отнесены к конгидиабазам.

Вторичные изменения в породе выразились в полном замещении темноцветных минералов основной массы агрегатом хлорита и эпидота и в сосюритизации плагиоклаза.

ПОЗДНЕЮРСКИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Субвулканические тела сложены липаритами и гранодиорит-порфирами. Они развиты в Ургувеемском синклинальном прогибе, располагаясь в неширокой (до 7 км) полосе северо-западного простирания.

Липариты (кварцевые порфиры) (пл₃) слагают субвулканическое тело, имеющее в плане округлую форму. Площадь его 13 км². Это тело расположено в верховьях р. Гульхивеема, на границе с территорией листа Q-58-V, VI.

Липариты — кремоватые, розоватые или буроватые породы с вкрапленниками кварца и полевого шпата. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, переходящая в микропикнитовую, а в центральной части тела иногда — в микрогранитовую. Породы состоят из кислого плагиоклаза (25—30%), калишпата (30—35%) и кварца (40%). Акцессорные: циркон, апатит, сфен. Вкрапленники составляют 25—30% объема породы и представлены кварцем, олигоклазом, реже калишпатом и биотитом.

Породы претерпели интенсивное изменение, выразившееся в пелитизации калишпата и серицитизации плагиоклаза. Часто в породе наблюдается метасоматическое развитие кварца и калишпата.

Данные силикатного анализа липарита (см. таблицу) свидетельствуют о близости описанных пород к липаритам (по А. Н. Заварицкому).

Гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi J_3$) сравнительно широко развиты в бассейне рр. Тополевки 1-ой и Ургувеема. Они состоят из двух субвулканических тел трещинного типа и несколько даек. В плане они вытянуты в северо-западном направлении. Наиболее крупным из них является тело, расположенное на правом берегу р. Тополевки 1-ой. Площадь его 75 км². Площадь другого тела не превышает 26 км².

Гранодиорит-порфиры — белые, розовато-белые и буровато-белые порфировые породы с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, переходящей в микроаллотриоморфнозернистую и микрогранулитовую. Вкрапленники составляют 35—60% объема породы и представлены андезином (40—50%), калиналовым полевым шпатом (до 15%), кварцем (15—20%), слюдой и роговой обманкой (10—20%). Акцессорные минералы: циркон, апатит и рудный минерал. Вторичные: хлорит, серицит, эпидот и лейкоксен. Основная масса сложена призматическими и лейстовидными зернами кислого плагиоклаза, аллотриоморфными зернами кварца, калиналовым полевым шпатом, чешуйками хлорита и серицита.

Данные силикатного анализа гранодиорит-порфиров (см. таблицу) свидетельствуют о близости описанных пород к тоналитам.

Осадочные отложения триаса, вмещающие субвулканические тела, подвергались контактовым изменениям с образованием зон андалузит-мусковитных и слюдяных роговиков шириной до 200—350 м.

Позднеюрский возраст рассматриваемых образований определяется наличием большого количества галек липаритов и гранодиорит-порфиров в конгломератах нутесынской свиты нижнего мела. Абсолютный возраст гранодиорит-порфиров на смежном листе Q-58-V, VI (Егоров, 1964) равен 158 млн. лет (определение Л. В. Фирсова).

Химический состав и основные числовые характеристики интрузивных пород

Компоненты	Правобережье р. Гусакисем, липариты	Правобережье р. Тополевки 1-ой, гранодиорит- порфиры	Гора Острая, липориты, порфиры	Умкандицкий массив ²			Гора Крутая, кварцевые диориты	Гора Эломбал, гранодио- риты ³	Гора Лесная, граниты
				перидотиты	оливино- вые габбро	габбро	диориты		
SiO ₂	72,36	66,5	53,70	37,50	43,5	47,8	56,9	67,23	72,34
TiO ₂	Нет	0,38	0,50	0,10	0,18	0,32	1,05	0,27	0,34
Al ₂ O ₃	15,22	14,91	19,30	4,17	18,18	15,60	16,67	16,84	15,05
CaO	Следы	Следы	0,02	0,48	0,10	0,05	0,01	Нет	Следы
Fe ₂ O ₃	0,49	0,64	0,96	3,59	1,60	5,31	4,07	1,20	1,61
FeO	2,87	2,30	4,88	10,70	7,55	8,76	5,53	2,66	2,15
MnO	0,06	0,05	0,14	0,23	0,34	0,42	0,10	0,09	0,03
MgO	0,19	0,94	3,48	33,19	9,40	6,72	2,84	1,00	0,52
CaO	0,68	2,75	5,64	5,26	15,05	12,22	6,16	4,62	2,73
K ₂ O	3,99	2,59	2,57	0,17	0,19	0,30	0,39	1,57	0,32
Na ₂ O	3,55	3,66	4,29	0,98	1,62	2,58	4,76	3,94	4,95
H ₂ O	0,14	0,39	0,37	Нет	Нет	Нет	Нет	0,10	0,16
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,32	0,20	0,28	0,39	0,37	Нет	0,08
П.п.п.	0,31	4,59	3,83	3,68	1,77	0,03	1,35	0,57	0,10
Сумма	99,90	99,80	100	100,25	99,76	100,50	100,20	100,09	100,38
a	12,8	7,97	14,1	1,9	4,1	6,1	11,2	10,9	10,6
c	0,8	3,53	6,9	1,35	8,4	7,4	5,8	5,6	3,2
b	8,3	8,62	12,9	61,5	36,0	31,9	15,8	7,4	6,3
s	78,1	79,88	66,1	35,4	51,5	54,6	67,2	76,1	79,8

Основные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

- ¹ Из коллекции А. И. Садковского (1961ф).
- ² Из коллекции Б. Ф. Палимского (1961ф).
- ³ Из коллекции Л. М. Печерского (1957ф).
- ⁴ Из коллекции М. В. Гусарова (1961ф).
- ⁵ Из коллекции Г. А. Климова (1966ф).

РАННЕМЕЛОВЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Пространственно и генетически с покровами тытыльвеемской свиты тесно ассоциируют субвулканические тела долеритов, диоритовых порфиритов и кварцевых диоритовых порфиритов.

Базальты (ΣCg_1) распространены только среди полей развития лавовых покровов. Слагают они небольшие штоки, в плане имеющие овальную форму, реже дайки. Площадь этих тел 0,5—2,5 км². Это черные, зеленовато-черные плотные афировые породы с долеритовой, офитовой и пойкилоофитовой структурой. Породы сложены плагиоклазом (лабрадор) до 60—65%, пироксеном, авгитом, титанавгитом (30%), титаномagnetитом (от единичных зерен до 15%).

Диоритовые порфириты и кварцевые диоритовые порфириты (ΣCg_1) слагают штоки и дайки в верховьях рр. Тополевки 1-ой, Тополевки 2-ой, Кочки и в других местах района. Площадь штоков 0,5—25 км². Это темно-серые с зеленоватым оттенком порфировые породы с пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники составляют до 50% объема породы и представлены плагиоклазом, редко пироксеном и амфиболом, частично или полностью замещенным карбонатом и хлоритом. Центральные части штоков обычно имеют порфировую структуру, краевые — стекловатую. Химический состав и числовые характеристики диоритовых порфиритов приведены в таблице. Контактный метаморфизм в осадочных породах около тел диоритовых порфиритов выражен хотя и слабо, но вполне отчетливо. Он выражается в биотитизации и перекристаллизации песчаников и алевролитов и в появлении пятнистых текстур в сланцах.

Раннемеловой возраст субвулканических образований определяется тем, что они тесно ассоциируют с нижнемеловой тытыльвеемской свитой.

РАННЕМЕЛОВОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс представлен довольно разнообразными породами — гипербазитами, габброидами, диоритами, гранодиоритами и гранитами. Гипербазиты и оливковые габбро Уямкандинского массива и габбро Инсексвеемского массива хорошо выделяются при аэромагнитной съемке благодаря исключительно высоким магнитным свойствам этих пород. Другие разновидности габбро, а также диориты и кварцевые диориты дают небольшие положительные магнитные аномалии, остальные интрузивные породы раннемелового комплекса характеризуются спокойным магнитным полем или незначительными отрицательными аномалиями. Образование перечисленного комплекса пород обусловлено последовательным внедрением магм различного состава (от основной к кислой), на что указывают эрупти-

вные контакты между породами. Последовательность внедрения магм подтверждается изучением контактового метаморфизма между указанными разновидностями пород. Намечены две фазы внедрения раннемеловых интрузий: 1) гипербазиты и габброиды и 2) гранитоиды.

Интрузивные образования первой фазы подразделяются на две группы: гипербазиты и габброиды.

Гипербазиты (ΣCg_1) залегают в форме небольших штоков и даек в пределах Камешковской впадины. В плане штоки овальные; площадь их не превышает 3 км². В виде фацциальных разновидностей гипербазиты закартированы среди габброидов Уямкандинского массива и в центральной части небольшого штока, расположенного на левобережье р. Яркана.

Они обычно представляют собой однородную темно-бурую породу, в которой иногда наблюдается полосатая текстура, обусловленная чередованием лейкократовых и меланократовых полос; ширина полос от 2 мм до 2 см. В полосчатых разностях гипербазитов лейкократовые полосы близки по составу к оливковому габбро, а меланократовые — к перидотитам. Когда гипербазиты сильно серпентинизированы, то текстура их брекчневидная.

Структура пород панидиоморфнозернистая и петельчатая.

По минералогическому составу среди гипербазитов выделяются перидотиты, реже пироксениты и, как переходные разности от перидотитов к оливковому габбро, габбро-перидотиты. Перидотиты содержат 60—90% оливина, 10—40% моноклинного пироксена и единичные зерна ромбического пироксена, лабрадора, магнетита и хромита. Химический состав и числовые характеристики перидотитов приведены в таблице. По данным химического анализа, порода ближе всего стоит к лерцолитам и амфиболовым перидотитам. Пироксениты состоят из моноклинного пироксена и единичных зерен ромбического пироксена и лабрадора.

В состав габбро-перидотитов примерно в равных количествах входят оливин, моноклинный и ромбический пироксены и лабрадор (до 10—12%). Кроме описанных пород, отмечается ряд переходных разностей — от перидотитов к габбро-перидотитам и горблендитам.

Вторичные изменения в гипербазитах выразились в серпентинизации оливина. Интенсивность их различна, часто встречаются разности пород, слабо затронутых вторичными процессами; иногда же перидотиты почти нацело превращены в серпентиниты.

Спектральным анализом в гипербазитах установлены: хром, никель, марганец (0,1—0,9%), кобальт (0,01—0,1%), титан, ванадий (0,001—0,01%), медь (0,001—0,1%), свинец (до 0,06%), галлий (до 0,01%).

Гипербазиты прорывают осадочные отложения верхней юры и вулканогенные образования нижнего мела. Метаморфизм вмещающих пород не установлен.

Габброиды ($\sqrt{\text{Cr}_1}$) объединяют группу пород, среди которой резко выделяются две минералогические разности: оливниновое и безоливниновое габбро.

Оливниновое габбро слагает Уямкандинский массив и небольшой шток, расположенный на левобережье р. Яркана. Уямкандинский массив — крупный шток в плане с неправильными очертаниями. В современном эрозионном срезе площадь его около 64 км². С юга он срезан крупным разрывным нарушением северо-западного простирания. В составе массива установлены гипербазиты, а в краевых частях — габбро. Между этими разностями пород, слагающими массив, наблюдаются постепенные переходы (Печерский, 1957ф). Оливниновое габбро представляет собой крупно-, средне- и мелкозернистую породу зеленовато-серого цвета с полосчатой текстурой. Полосчатая текстура обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых полос или чередованием полос породы различной зернистости. Ширина полос от 1 см до 0,5 м. Преобладает среднезернистое габбро, а крупнозернистые встречаются среди среднезернистых габбро только как фацциальные их разновидности. Мелкозернистое габбро слагает полосы в среднезернистых разностях; эти же породы образуют дайки. Последние прорывают как оливниновое габбро, так и нормальное габбро массива.

Оливниновое габбро обладает габбровой или панидиоморфно-зернистой структурой. Состав их характеризуется непостоянством содержания темноцветных минералов, чем и обуславливается наличие лейкократовых и меланократовых полос. Переходы от одних разностей пород к другим постепенные. Содержание оливина в породах колеблется от единичных зерен до 60%, моноклинового пироксена — от нескольких зерен до 40%, плагиоклаза (лабрадор) — от 30% до 70%. Ромбический пироксен обычно отсутствует либо встречается в небольшом количестве, но иногда он вытесняет моноклиновый, и порода по составу приближается к габбро-норитам. Из рудных минералов присутствует магнетит. В меланократовых разностях пород оливин иногда почти полностью вытесняет пироксен, и тогда они по составу приближаются к трактолитам. В лейкократовых разностях пород преобладает моноклиновый пироксен, содержание которого достигает 20%; в единичных случаях оливин и пироксен почти отсутствуют, и порода по составу напоминает анортозит. Мелкозернистые разности габброидов по минералогическому составу в большинстве случаев занимают промежуточное положение между оливниновым и безоливниновым габбро. Они состоят из лабрадора (45—50%), моноклинового пироксена — авгита (35—42%), оливина — 5—10% (иногда отсутствует), единичных зерен ромбического пироксена и магнетита. Химический состав и чис-

ловые характеристики оливнинового габбро приведены в таблице.

Оливниновое габбро характеризуется слабыми вторичными изменениями: незначительной сосюритизацией и хлоритизацией плагиоклаза и серпентинизацией оливина.

Спектральным анализом в оливниновых габбро установлены: хром, марганец (0,1—0,9%), никель, кобальт (0,01—0,1%), титан, ванадий (0,001—0,01%), свинец (0,04—0,006%), галлий (0,001—0,006%), олово (0,001—0,006%).

Безоливниновое габбро слагает Инсексвеемский массив и несколько небольших штоков. Кроме того, они встречены в Уямкандинском массиве и в массивах Ступенчатый и Лесной. В плане штоки обычно имеют неправильную или округлую форму. Площадь их не превышает 5 км².

Инсексвеемский массив — более крупный шток, чем остальные, с юго-запада срезанный разрывом северо-западного простирания. В современном эрозионном срезе шток овальной формы; он вытянут в северо-восточном направлении; площадь его около 9 км². По аэромагнитным данным, массив на глубине увеличивается в несколько раз.

Безоливниновое габбро представляют собой мелко- и среднезернистую породу темно-зеленого или зеленовато-серого цвета. Структура породы варьирует от офитовой, пойкилоофитовой и габбровой до габбро-диабазовой и микродолеритовой. Наиболее мелкозернистые разности породы приурочены к периферическим частям массива и штоков.

Минералогический состав безоливнинового габбро: плагиоклаз (лабрадор) 40—65%, моноклиновый пироксен (авгит) 40—45%, магнетит (6—8%), единичные зерна апатита, циркона и сфена. Химический состав и числовые характеристики породы приведены в таблице. По данным анализа, порода соответствует нормальному габбро. В Уямкандинском и Инсексвеемском массивах, а также в массиве горы Ступенчатой часто наблюдается амфиболитизация габбро.

Габбро массива горы Лесной интенсивно изменены, что выразилось в деанортитизации плагиоклаза (вплоть до образования андезина), в окварцевании и амфиболитизации пироксена.

Спектральным анализом в габбро установлены: марганец (0,4—0,9%), хром (0,07—0,1%), титан, ванадий, кобальт (0,04—0,09%), медь (0,001—0,6%), свинец (0,001—0,009%), галлий (0,004—0,006%), олово (0,0000—0,006%).

Габбро прорывают и слабо метаморфизуют осадочные отложения верхнего триаса, верхней юры и вулканогенные образования нижнего мела. Метаморфизм проявился в уплотнении и перекристаллизации пород.

Интрузивные образования второй фазы подразделяются на три подгруппы: а) диориты, кварцевые диориты, б) гранодиориты и в) граниты.

Диориты (δCr_1) слагают массив горы Ступенчатой, ряд небольших штоков и даек. Кроме того, они входят в состав интрузива горы Сигнал и руч. Брусничного.

Массив горы Ступенчатой — крупный шток неправильной формы, вытянутый в субмеридиональном направлении. К юго-западу от него расположено несколько мелких штоков, имеющих в современном эрозионном срезе округлые или неправильные очертания. Площадь самого массива около 19 км².

Интрузив руч. Брусничного — также крупный шток, вытянутый в северо-западном направлении. Площадь его около 12 км². Сложен он поздне меловыми гранитами и ранне меловыми диоритами. Последние занимают западную часть штока площадью до 3 км².

Интрузив горы Сигнал — шток площадью 7 км². Сложен он гранодиоритами и диоритами. Последние слагают юго-восточную часть его.

Диориты — мелко- или среднезернистые, иногда порфировидные породы темно-серого, зеленовато-серого или серого цвета. Структура породы призматическзернистая с участками гипидиоморфнозернистой. Порода состоит из зерен зонального плагиоклаза таблитчатого габитуса; центральная часть зерен — лабрадор, периферия — андезин) 80—85%, бурой роговой обманки (10—15%), кварца и калинатриевого полевого шпата (до 10%) и единичных зерен рудного минерала, апатита, сфена и циркона.

Вторичные изменения в диоритах проявились в соссюритизации плагиоклаза и в развитии хлорита по темноцветным минералам.

Химический состав и числовые характеристики породы приведены в таблице. По данным анализа, порода соответствует диориту.

Кварцевые диориты ($q\delta\text{Cr}_1$) слагают интрузивы горы Эломбал, горы Брусничной, горы Крутой, а также дайки.

Интрузив горы Эломбая вытянут в северо-восточном направлении; площадь его около 16 км².

Интрузив горы Брусничной вытянут в северо-западном направлении. С юго-запада он срезан разрывным нарушением. Площадь интрузива 9 км².

Наиболее крупным телом является интрузив горы Крутой, имеющий изометричную форму. Площадь его около 55 км². В указанных интрузивах М. В. Гусаров (1961ф), В. А. Касаткин (1961ф), А. Г. Сенотрусов (1962ф) и другие установили постепенные переходы от кварцевых диоритов к гранодиоритам.

Кварцевые диориты представляют собой мелкозернистую светло-серую породу, гипидиоморфнозернистой структуры. Состав породы: плагиоклаз (основной андезин) 60—70%, кварц (10—15%), калинатриевый полевой шпат (2—3%), роговая обманка (12—15%), биотит (5—7%); акцессории: апатит, сфен,

циркон, рудный минерал. Химический состав и числовые характеристики кварцевых диоритов приведены в таблице.

В краевых и апикальных частях интрузивных тел диориты и кварцевые диориты часто приобретают порфировую структуру. В этом случае в виде вкрапленников в них наблюдаются основной андезин, роговая обманка и кварц.

Спектральным анализом в диоритах и кварцевых диоритах установлены: титан и марганец (0,4—0,9%), ванадий (0,007—0,06%), кобальт и никель (0,004—0,006%), медь (0,04—0,09%), свинец (0,004—0,006%), галлий, цирконий (0,004—0,006%), олово (0,004—0,006%), барий (0,01—0,06%), бериллий (0,0001—0,0006%).

По-видимому, генетически с рассмотренной подгруппой пород связана дайковая серия диоритов (δCr_1), кварцевых диоритов ($q\delta\text{Cr}_1$) и лампрофиров ($x\text{Cr}_1$) диоритового ряда. Эти породы распространены в основном на левобережье р. Мал. Аноя.

По составу породы дайковой серии, за исключением лампрофиров, ничем существенно не отличаются от диоритов и кварцевых диоритов, описанных выше.

Лампрофиры — темно-серые мелкозернистые массивные, реже порфировидные породы с призматическзернистой структурой основной массы. По минералогическому составу выделяются керсантиты и спессартиты. В состав керсантитов входят: плагиоклаз (андезин) 55—60%, биотит (40—45%). Спессартиты сложены плагиоклазом (основной андезин) 30—60%, роговой обманкой (40—70%), редко в выделениях присутствует авгит, но иногда по минералогическому составу порода приближается к однитам.

Гранодиориты ($\gamma\delta\text{Cr}_1$) образуют в районе ряд мелких штоков, площадь которых в современном эрозионном срезе не превышает 5 км². Они входят в состав сложного интрузива горы Лесной и совместно с кварцевыми диоритами слагают интрузивы горы Эломбала, горы Брусничной и горы Крутой.

Интрузив горы Лесной прорывает нижнемеловые эффузивы. Его сильно вытянутая форма указывает на приуроченность к крупному разлому северо-западного простирания. С северо-востока и юго-запада массив срезается более молодыми разрывными нарушениями. Площадь массива около 80 км². Сложен он гранодиоритами и гранитами. В западной части его наблюдаются сильно измененное габбро, площадь которого не превышает 6 км². Массив пересекается поздне меловыми гранитами, слагающими интрузив трещинного типа. Площадь последнего около 15 км².

Гранодиориты — светло-серые среднезернистые или мелкозернистые, массивные, изредка слабополосчатые породы. Полосчатость обусловлена линейным расположением темноцветных минералов. Структура их гипидиоморфнозернистая, но встреча-

ются участки породы с пойкилитовой и микрографической структурой. Порода состоит из плагиоклаза (андезин-олигоклаз) 40—60%, калиннатриевого полевого шпата (10—20%), кварца (10—30%), роговой обманки, биотита, редко моноклинового пироксена (5—30%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен. Вторичные минералы: цонзит, карбонат, уралитовая роговая обманка, хлорит, кварц, альбит.

Химический состав и числовые характеристики гранодиорита приведены в таблице. По данным анализа, порода является обычным гранодиоритом, отличаясь от них незначительной переизбыточностью глиноземом.

Граниты (γCg_1) в виде фацциальных разновидностей гранодиоритов установлены на горе Лесной. В гранодиоритах они образуют небольшие разрозненные участки¹ и постепенно переходят в гранодиориты. На соседнем листе (Егоров, 1961) граниты слагают также отдельные обособленные мелкие интрузивные тела.

Граниты — крупнозернистые, часто порфировидные лейкократовые породы. При микроскопическом исследовании обнаруживают те же особенности строения, что и вышеописанные гранодиориты. Основное отличие их от гранодиоритов заключается в повышенном содержании калиннатриевого полевого шпата (до 25—30%) и в низком (1—3%) содержании темноцветных минералов. По данным анализа (см. таблицу), порода отвечает нормальным гранитам.

Спектральным анализом в гранитах и гранодиоритах установлено: титан и марганец (0,4—0,9%), ванадий (0,1—0,6%), хром, никель и кобальт (0,004—0,009%), свинец (0,004—0,009%), галлий (0,004—0,006%), олово (0,001—0,006%), цирконий (0,004—0,006%), барий (0,01—0,04%), бериллий (до 0,0006%).

С гранитами и гранодиоритами в пространственной и, по-видимому, в генетической связи находятся дайки гранодиоритов ($\gamma\delta\text{Cg}_1$), гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi\text{Cg}_1$), гранитов (γCg_1) и гранит-порфиров ($\gamma\pi\text{Cg}_1$). Эти дайки рассекают нижнемеловые эффузивные толщи и раннемеловые интрузии габброидов и гранитоидов.

Триасовые песчано-сланцевые отложения, вмещающие диориты, гранодиориты и граниты, метаморфизованы и уплотнены. Вблизи контакта широко развиты кварц-биотитовые, кордиерит-андалузитовые и слюдяные роговики, а также хнастолитовые сланцы. Мощность зон контактово-измененных пород 1—2,5 км.

Раннемеловой возраст рассматриваемого комплекса пород определяется тем, что они прорывают нижнемеловые эффузивные образования, а сами рассекаются позднемеловыми пегматонидными гранитами. Абсолютный возраст гранитов массива горы Лесной, по определению Л. В. Фирсова, 125 млн. лет.

¹ В масштабе карты граниты показаны только в южной эндоконтактовой части массива горы Лесной.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивный магматизм позднего мела в районе проявлен значительно слабее, чем на соседних территориях. К позднемеловому интрузивному комплексу относятся граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и лампрофиры щелочного ряда.

Граниты (γCg_2) слагают интрузив руч. Брусничного и горы Лесной (описание интрузивов приведено выше).

Макроскопически граниты представляют собой лейкократовую среднезернистую, реже крупнозернистую, иногда аплитовидную породу светло-серого или белого цвета. Под микроскопом обнаруживается гипидноморфнозернистая, иногда порфировидная структура с микропегматитовым базисом. В состав гранитов входят: плагиоклаз (альбит) 15—40%, калиннатриевый полевой шпат (40—45%), кварц (20—35%) и биотит (5—7%); акцессорные: циркон, апатит, сфен. По минералогическому составу позднемеловые граниты отличаются от раннемеловых повышенным содержанием калиннатриевого полевого шпата и кислым составом плагиоклаза, что приближает их к породам граносиенитового ряда.

Спектральным анализом в гранитах установлены: титан и марганец (0,7—0,9%), ванадий (0,001—0,09%), хром (до 0,9%), кобальт и никель (0,004—0,006%), свинец (0,04—0,09%), галлий (0,004—0,006%), олова (0,001—0,003%), цирконий (0,004—0,006%).

По-видимому, генетически с вышеописанными гранитами связаны гранит-порфиры ($\gamma\pi\text{Cg}_2$), слагающие обычно мелкие тела и дайки. От гранитов они отличаются порфировой структурой. Вкрапленники представлены альбитом, кварцем и калиннатриевым полевым шпатом.

Сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и лампрофиры щелочного ряда на рассматриваемой территории имеют незначительное распространение и встречаются только в виде даек в северо-западной части района. Пространственно эти тела тяготеют к Нуленейскому сиенитовому массиву, расположенному за пределами описываемой площади.

Сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры (πCg_2) — порфировые, реже равномернозернистые светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком породы. Вкрапленники составляют до 35—40% объема породы. Представлены они альбитом, кварцем и роговой обманкой, (преобладает альбит). Основная масса породы состоит из плагиоклаза (альбит и калиннатриевый полевой шпат) 70—80%, кварца (5—8%), темноцветных минералов (обычно замещены хлоритом) 15%. Акцессории: сфен и апатит. В кварцевых сиенит-порфирах содержание кварца до 15%.

Лампрофиты ($x\text{Cr}_2$) имеют порфировую структуру с тонкозернистой основной массой. По минералогическому составу они разделяются на минетты и спессартиты. В состав первых входит калинатриевый полевой шпат (ортоклаз) 30—40%, биотит (30%), прочие минералы (2—3%). Среди прочих минералов присутствуют роговая обманка и единичные зерна интенсивно серпентинизированного оливина. Спессартиты по составу близки к раннемеловым лампрофитам диоритового ряда.

Ширина зон контактового метаморфизма около интрузивов не превышает 500—600 м.

Позднемеловой возраст пород устанавливается на основании определения абсолютного возраста сненитов из Нуленейского массива (территория листа R-58-XXXIII, XXXIV) 90 млн. лет, по определению Л. В. Фирсова.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ

В районе установлено несколько небольших маломощных (до 1,5—2 м) даек базальтов (βPg), по минералогическому составу отвечающих покровным базальтам условно палеогенового возраста, описание которых приведено в главе «Стратиграфия».

ТЕКТОНИКА

Исследованный район расположен в Анойской складчатой зоне, являющейся западной частью Чукотской ветви Верхояно-Чукотской складчатой области.

Главными тектоническими элементами территории являются антиклинальные поднятия, синклинальные прогибы и позднегео-синклинальные впадины. К первой категории структур относятся Малоанюйское антиклинальное поднятие и сопряженные с ним Мачваваамский и Уругвеемский синклинальные прогибы, а ко второй — Камешковская и Нутесынская впадины. Особо выделяется Ярканская зона разломов, в пределах которой широкое развитие имеют интрузивные и эффузивные образования.

Малоанюйское антиклинальное поднятие представляет собой складчато-глыбовую антиклинальную структуру длиной около 200 км. В границах листа поднятие прослеживается на 80 км от среднего течения р. Тэтэмвеема на юго-востоке до приустьевой части р. Яркана на северо-западе.

В ядре поднятия обнажаются верхние горизонты кэпэрвеемской свиты; крылья сложены отложениями карнийского яруса.

Породы, слагающие поднятие, смяты в сложные складки. По данным А. Г. Сенотрусова (1962ф), здесь фиксируются изоклинальные, наклонные и опрокинутые складки. Складки осложнены разрывными нарушениями северо-западного, реже северо-восточного направления. Амплитуда смещений достигает 1—7 м, реже десятков метров.

Сочленение Малоанюйского поднятия с Мачваваамским и Уругвеемским синклинальными прогибами в большинстве случаев тектоническое.

Мачваваамский синклинальный прогиб представляет собой линейную структуру северо-западного простирания, протягивающуюся от Иллирийских озер до р. Погынден. Длина его, по данным Д. Ф. Егорова (1964), 250 км, а ширина 35—40 км. В пределах рассматриваемой территории расположена часть юго-западного борта прогиба, представляющего собой сложную складчатую структуру, выполненную флишными отложениями карнийского яруса. Ось структуры прямолинейная. Толщи, слагающие юго-западный борт Мачваваамского прогиба, собраны в асимметричные короткие, обычно узкие линейные складки северо-западного простирания с размахом крыльев от 10 до 200—300 м. Складки осложнены мелкими разрывами. Наряду с упомянутыми складками, в пределах рассматриваемой структуры широко развиты складки более низких порядков. Такие складки, как правило, асимметричны. В юго-западном борту прогиба развиты локальные зоны смятия и окварцевания, представляющие собой участки интенсивно дислоцированных рассланцованных осадочных пород, пронизанных многочисленными ветвящимися кварцевыми жилами и прожилками. Широкое развитие в этих зонах приобретают также жилы и гнезда кварца. На правобережье р. Мал. Аноя выявлено более девяти таких зон (Садовский, 1961ф). Все они имеют северо-западное простирание, совпадающее с простиранием основных складчатых структур. Ширина зон обычно не превышает 50—150 м. Разрывные нарушения, усложняющие пликативные структуры, очевидно, являются соскладчатыми и послескладчатыми.

Уругвеемский синклинальный прогиб представляет собой асимметричную структуру северо-западного простирания.

Сочленение его с Уямкандинским антиклинальным поднятием, расположенным южнее, по-видимому, тектоническое. В зоне сочленения в рельефе отмечаются депрессионные понижения, широко развиты мелкие разрывы и сопровождающие их зоны дробления, оперяющие, вероятно, сравнительно крупный разлом субширотного простирания, установленный по аэрофотоснимкам.

Карнийские отложения, слагающие северо-восточный борт Уругвеемского прогиба, собраны в узкие складки северо-западного, реже субширотного простирания. Наблюдаются как симметричные, так и асимметричные складки. Последние имеют обычно крутое падение крыльев и остроугольную замковую часть; широко развиты и изоклинальные складки; редко отмечаются флексуры. Углы наклона крыльев складок колеблются от 10 до 80°; углы погружения их осей не превышают 30°. В среднем течении руч. Полярного картируются два небольших горста, образованных интенсивно дислоцированными породами палео-

зойского фундамента. Простирается складок северо-западное; углы наклона крыльев складок 34—62°. Складки осложнены разрывными нарушениями различной длины и амплитуды.

В северо-восточном борту синклинального прогиба широко развиты магматические образования. Почти все интрузивные тела в плане имеют или изометрическую форму или несколько вытянуты в северо-западном направлении. Здесь же локализуются субвулканические образования кислого состава позднеюрского возраста и раннемеловые дайки диоритового ряда.

Юго-западный борт Ургувеевского синклинального прогиба расположен южнее рассматриваемой территории. Он сложен отложениями верхнего горизонта карнийского яруса и осадочными отложениями средней юры. Степень дислоцированности пород и характер складок его такие же, как и в северо-восточном борту. Юго-западный борт осложнен крупным разрывным нарушением, контролировавшим в раннем мелу излияние основных лав и образование вулканических тел диоритовых порфиритов. По аэромагнитным данным, здесь выделяется субширотная дугообразная аномалия поля (ΔГ) напряженностью до 20 мЭ и длиной свыше 22 км. Это разрывное нарушение ограничивает с юга Камешковскую внутригеосинклинальную впадину.

На площадях развития триасовых пород в пределах Малоанюйского антиклинального поднятия, Мачваваамского и Ургувеевского синклинального поднятия, наблюдаются спокойные магнитные поля напряженностью до 1,5 мЭ, но изредка встречаются участки с отрицательными значениями аномалий. По магнитной восприимчивости сравнительно четко выделяют контактовые ореолы интрузивов гор Эломбал и Ступенчатой (свыше 10 мЭ), а также интрузив горы Крутой (до 15 мЭ) (Крайнов, 1963; Ворошилов и др., 1961ф).

Камешковская позднегеосинклинальная впадина¹ является унаследованной структурой. Она выполнена молассовыми отложениями верхней юры и вулканогенными образованиями нижнего мела. Последние обособляются на ее северо-восточном и юго-западном флангах — вдоль крупных разрывных нарушений, являющихся тектоническими ограничениями впадины на этих участках.

Впадина относится к числу линейных структур северо-западного простирания. Длина ее превышает 200 км, ширина около 40—45 км. В границах листа находится лишь небольшая юго-восточная часть впадины, располагающаяся на Ургувеевском синклинальном прогибе.

Толщи пород, выполняющие впадину, дислоцированы в пологие брахиформные складки с углами наклона крыльев 10—30°.

¹ По Д. Ф. Егорову (1962 ф) и А. И. Садовскому (1961), эта впадина называется Нижнемалоанюйской.

Эти складки чередуются с узкими линейными, часто асимметричными складками с падением крыльев до 60—80°.

Нутесынская позднегеосинклинальная впадина заходит лишь своим северо-западным окончанием на рассматриваемую территорию. Основная часть ее расположена юго-восточнее площади листа. Осадочные и вулканогенные образования верхней юры и нижнего мела, выполняющие впадину, в связи с широким проявлением на этом участке разрывных нарушений интенсивно дислоцированы и собраны в узкие линейные складки с углами падения крыльев 10—80°.

В пределах площади листа впадина ограничена разрывными нарушениями. К востоку от рассматриваемой территории породы, выполняющие Нутесынскую впадину, дислоцированы менее интенсивно, чем подстилающие их верхнетриасовые отложения (Егоров, 1964). Там развиты широкие (1—3 км), главным образом брахиформные складки с пологим (20—35°) падением крыльев, осложненные разрывными нарушениями.

На площадях развития пород, выполняющих Камешковскую и Нутесынскую впадины, исключая Ярканскую зону разломов с приуроченными к ней вулканогенными и интрузивными образованиями, отмечаются спокойные магнитные поля. При этом в западной части Камешковской впадины напряженность поля колеблется от —2,2 мЭ до +1,5 мЭ, а в восточной ее части и в Нутесынской впадине — от 0 до 1—1,5 мЭ (Крайнов, Озерцова, 1963; Ворошилов, 1961ф).

В формировании тектонической структуры рассматриваемой территории важную роль играют разрывные нарушения, обуславливающие складчато-глыбовое строение ее. Эти нарушения закартированы непосредственно в поле, а часть из них наблюдалась на аэрофотоснимках. Глубина заложения разрывов, ориентировка и длина их различна. Наиболее крупные разрывные нарушения имеют северо-западное простирание, согласуясь с общим простиранием пликативных структур Анюйской складчатой зоны. Длина этих нарушений десятки километров. Амплитуды смещения по горизонтали достигают 2—3 км, а по вертикали — нескольких сотен метров. Менее ярко в районе развиты разрывные нарушения северо-восточного и субмеридионального простирания. Глубина заложения последних, протяженность и амплитуды смещения по ним значительно уступают разрывным нарушениям северо-западного простирания.

В возрастном отношении разрывные нарушения являются соскладчатыми и послескладчатыми. Часть соскладчатых разрывов заложилась в собственно геосинклинальную стадию и развивалась в течение всего геосинклинального периода. На крыльях Малоанюйского антиклинального поднятия вдоль таких соскладчатых нарушений сопряжены разновозрастные комплексы пород — кэпэрвеевская свита и флишодные образования карнийского яруса.

Кроме крупных разломов, к складчатым разрывным нарушениям, по-видимому, относится часть мелких разрывных нарушений протяженностью в несколько десятков или первых сотен метров и с амплитудой смещения до 2—2,5 м, широко развитых в пределах Мачваваамского и Ургувеемского синклинальных прогибов.

Послескладчатые разрывные нарушения подразделяются на две группы. Первые среди них заложены в позднегеосинклинальную стадию развития Аниойской зоны, вторые — в верхнем меле и позднее. Послескладчатые разломы первой группы имеют различную глубину заложения и длину. Простираются их северо-западное; длина колеблется от сотен метров до нескольких десятков километров. Эти разломы характеризуются значительными амплитудами смещения. Обычно они контролируют излияния лав различного состава, а также размещение интрузивных тел гипербазитов, габброидов и гранитоидов.

Ко второй группе послескладчатых разломов относятся многочисленные мелкие разрывные нарушения длиной в сотни метров, реже несколько километров. Ориентированы они в различных направлениях. Эти разломы обычно сопровождаются неширокими (от 1—1,5 м до 20—30 м) зонами дробления и иногда окварцевания. Часть из разрывов выполнена дайками палеогеновых базальтов и долеритов. Наиболее крупные из этих нарушений, достигающие несколько десятков километров, скорее всего являются не новообразованными, а подновленными более древними разломами. К таким подновленным разломам следует отнести разломы, контролирующие гранитные интрузии позднего мела и излияния палеогеновых базальтов.

Основная часть разрывных нарушений сосредоточена в сравнительно узких зонах. Одна из таких зон названа Ярканской зоной разломов¹ (Егоров, 1962ф; Панычев, 1962ф), протягивающейся от верховий р. Гульхвиема до верховий р. Яркана. Заложение разрывных нарушений в этой зоне произошло в позднегеосинклинальный этап развития района. Наличие крупных разрывов контролировало образование Камешковской и Нутесынской впадин с широко проявленным в них магматизмом как в эффузивной, так и в интрузивной форме. В процессе дальнейшего развития района разрывы неоднократно подновлялись в позднемеловое и палеогеновое время.

Историю геологического развития рассматриваемой территории можно восстановить лишь с раннекаменноугольного времени. В это время осадконакопление происходило скорее всего в условиях геосинклинального режима. В конце каменноугольной эпохи, видимо, происходили складчатые движения, в результате которых сформировался фундамент Аниойской складчатой зоны.

¹ В. Г. Крайнов и Б. А. Озерцова (1963) Ярканскую зону разломов называют Малоаниойским глубинным разломом.

С начала раннего триаса или, может быть, с перми территория вновь вовлекается в геосинклинальное развитие. Начальный этап этого развития отмечен накоплением мощных терригенных толщ. Наибольшее прогибание подвижной зоны происходило севернее рассматриваемой территории, где оно сопровождалось внедрением гипабиссальных интрузий диабазов и габбро-диабазов, а также накоплением туфогенного материала (Сосунов, 1959). В верхнем триасе морской бассейн значительно расширился. Возникновение в среднетриасовое время геоантиклиналей способствовало накоплению в соседних синклиналях мощных флишевых толщ в верхнем триасе.

В норийском веке, видимо, произошло сокращение морского бассейна, так как на рассматриваемой территории отложения этого возраста не установлены, хотя они развиты севернее и восточнее, на территории смежных листов. Не встречены в нашем районе и раннеюрские отложения. Среднеюрская эпоха ознаменовалась кратковременной трансгрессией моря в пределы Ургувеемского синклинального прогиба. Поднятие территории, максимум которой приходится на конец средней и начало поздней юры, сопровождалось складчатыми движениями. В результате этих движений окончательно сформировались основные складчатые структуры района. Одновременно возникли и подновлялись разрывные нарушения. Юрской складчатостью завершился собственно геосинклинальный этап развития территории.

Позднегеосинклинальная стадия развития территории, начавшаяся в позднеюрскую эпоху, характеризуется образованием Камешковской и Нутесынской внутренних впадин, заложившихся, очевидно, вдоль глубоких разломов. К этому времени относится также внедрение мелких тел липаритов и гранодиорит-порфиров.

Во впадинах отлагались молассовые осадки, которые сминались в складки при блоковых движениях фундамента. Вдоль крупных разломов, как подновленных древних, так и возникших в процессе складчатости, формировались толщи эффузивов различного состава и сложный раннемеловой интрузивный комплекс. С первыми связаны проявления киновари, а с последним — золота.

В позднемеловую эпоху магматизм проявился значительно слабее. К этому времени относится внедрение интрузий пегматонидных гранитов, гранит-порфиров и сиенитов. Последние распространены уже за рамкой площади листа. На рассматриваемую территорию заходит лишь дайковая серия сиенитов.

В позднем мелу полностью завершается геосинклинальный этап развития Аниойской складчатой зоны.

В постгеосинклинальный этап развития Аниойской зоны, в палеогеновый период, в районе существовали континентальные условия. В Камешковской и Нутесынской впадинах в это время происходили трещинные излияния лав и образование даек

базальтов. С неогенового периода по настоящее время территория продолжает развиваться в континентальных условиях при большой роли вертикальных горообразовательных процессов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основными факторами, приведшими к образованию современного рельефа, являлись новейшие дифференцированные тектонические движения глыбового характера в сочетании с экзогенными процессами. Характер воздействия последних различен для участков развития интрузивных, эффузивных и осадочных пород.

Рельеф по генезису подразделяется на эрозионно-тектонический и аккумулятивный. По морфологическим признакам выделяются среднегорный расчлененный, низкогорный сглаженный и холмисто-увалистый рельеф.

Среднегорный расчлененный рельеф развит в центральной части района в виде вытянутой в северо-западном направлении полосы шириной до 20 км, соответствующей водораздельному участку Южного Аюйского хребта. Кроме того, незначительный по площади участок среднегорья находится в юго-западной части района. Среднегорный расчлененный рельеф во всех случаях формировался на площадях, сложенных раннемеловыми интрузивными и эффузивными образованиями.

Рельеф интенсивно расчленен. Абсолютные отметки водоразделов колеблются в пределах 750—1150 м; относительные превышения над днищами долин равны 500—700 м, достигая иногда 900 м. Водоразделы, как правило, узкие, с останцами коренных пород, реже широкие, с прямыми или слабо выпуклыми крутыми (25—30°) склонами, покрытыми осыпями. Вершины гор тупые массивные, реже конусовидные. В результате морозного выветривания на водоразделах и склонах нередко образуются поверхности выравнивания и нагорные террасы.

Речные долины среднегорья находятся в стадии глубоинной эрозии, и лишь в низовьях относительно крупных водотоков преобладает боковая эрозия. Долины обычно симметричны, глубоко врезаны, обладают V-образными поперечными профилями со слабо разработанными днищами, плавно сочленяющимися с бортами. В низовьях и среднем течении крупных водотоков поперечные профили долин ящикообразные или корытообразные. Корытообразная форма обусловлена наличием делювиально-солифлюкционных шлейфов у подножий склонов. Продольные профили характеризуются значительной (0,10—0,13%) крутизной в верховьях рек и меньшей (0,03—0,05%) в их нижнем течении.

Низкогорный сглаженный рельеф занимает большую часть территории листа. С расчлененным среднегорьем

этот рельеф в большинстве случаев граничит по четко выраженным тектоническим уступам, охватывая почти целиком площади развития осадочных пород по обе стороны Южного Аюйского хребта.

Низкогорный рельеф характеризуется широкими плавными очертаниями водоразделов, массивными вершинами гор и пологими склонами, незаметно переходящими в увалы. Абсолютные отметки водоразделов 500—600 м, относительные превышения 200—400 м. На фоне таких незначительных высот выделяются обособленные вершины гор высотой до 1100 м, на которых среди песчано-сланцевых отложений триаса обнажаются интрузивные породы. Примером может служить шток диоритов горы Эломбала (1056 м).

Весьма характерным для низкогорного рельефа является наличие у подножий склонов делювиально-солифлюкционных шлейфов значительной протяженности при ширине до 2,5 км. На водоразделах и склонах очень часто отмечаются нагорные террасы и поверхности выравнивания. Поперечные профили большинства речных долин асимметричные корытообразные. Днища хорошо выработаны и плавно сочленяются с бортами благодаря наличию делювиально-солифлюкционных шлейфов. Последние зачастую перекрывают аллювиальные отложения пойм и террас. Продольные профили долины в значительной мере выположены, что свидетельствует о преобладании в настоящее время боковой эрозии.

Холмисто-увалистый рельеф развит в северной части района, в бассейнах рр. Мал. Аюя и Яркана, где развиты осадочные отложения триаса. От расчлененного среднегорного рельефа в западной части района он ограничен резким тектоническим уступом, а с низкогорьем связан постепенными переходами. Холмисто-увалистый рельеф характеризуется сильно выположенными водоразделами с очень пологими склонами, плавно переходящими в долины. Абсолютные отметки водоразделов колеблются в пределах 150—450 м, а относительные превышения — 50—200 м. Долины притоков рр. Мал. Аюя и Яркана в пределах холмисто-увалистого рельефа очень широкие; они сильно выположены и в значительной степени заболочены.

Широкое развитие в районе имеют криогенные формы рельефа. К ним относятся каменные полосы и тундровые медальоны, а на поверхностях аккумулятивных террас и делювиально-солифлюкционных шлейфов — гидролакколиты и бугры вспучивания. В долинах рек северо-западной части района распространены аласные депрессии, занятые небольшими озерами и изредка термокарстовыми воронками проседания.

Ледниково-аккумулятивный рельеф, сформированный в верхнечетвертичное время, занимает очень незначительную территорию в юго-восточной части листа, на правобережье р. Гульхви-веема. Данный тип рельефа представляет собой всхолмленную

равнину с грядами и валами конечной морены. В его пределах наблюдаются мелкие ледниковые озера и камы. Камы представляют собой холмы высотой до 50 м, сложенные несортированным обломочным материалом.

Речные террасы наиболее отчетливо выражены в долине р. Мал. Анюя. В долинах рр. Яркана, Тэтэмвеема, Уямканды, Тополевки 1-ой, Тополевки 2-ой и других речные террасы завуальрованы наплывами делювиально-солифлюкционных грунтов и наблюдаются в виде отдельных фрагментов.

В районе развиты террасы следующих эрозионных уровней: низкая и высокая поймы, первая надпойменная терраса 3—6-метрового уровня, вторая надпойменная терраса 8—12-метрового уровня и третья надпойменная терраса 15—20-метрового уровня.

Низкая пойма — прирусловая часть водотоков (косы, острова) сложена хорошо окатанным песчано-галечно-валунным материалом; она затапливается в паводки и, как правило, лишена растительности. Ширина ее колеблется от нескольких метров в мелких притоках до 200—300 м в долине р. Мал. Анюя.

Высокая пойма имеет плоскую задернованную и частично заболоченную поверхность; затапливается она только в очень высокую воду. От низкой поймы она часто отделена невысоким (до 1,5 м) уступом. Ширина высокой поймы колеблется от 10—15 м в долинах небольших притоков до 3 км в долине р. Мал. Анюя.

Аккумулятивная терраса 3—6-метрового уровня прослеживается довольно хорошо почти во всех речных долинах. Сочленение ее с поймой четко фиксируется по хорошо выраженному уступу. Ширина террасы от 80—100 м до 2 км. Поверхность ее ровная; она слабо наклонена в сторону русла и иногда заболочена. Терраса сложена окатанной и полуокатанной галькой различного петрографического состава, валунами диаметром до 25—30 см, песком и гравием с примесью илесто-глинистого материала.

Вторая надпойменная терраса в долине р. Мал. Анюя аккумулятивная, а в долинах рр. Уямканды, Тэтэмвеема, Тополевки 1-ой и Тополевки 2-ой цокольная. Она наблюдается в виде реликтов и полос протяженностью до 5 км при ширине от 200 до 1500 м. От поймы и первой надпойменной террасы она отграничена ясно выраженным уступом. Последний нередко завуальрован наплывами делювиально-солифлюкционных грунтов. Сочленение террасы с бортами долины выражено нечетко. Аллювий, слагающий террасу, представлен хорошо окатанными и полуокатанными гальками различного размера с примесью песчанистого материала в верхней части разреза и песчано-глинистого — в нижней. Мощность аллювия 8—11 м.

Третья надпойменная терраса 15—20-метрового уровня является цокольной. Она прослеживается по левому борту долины р. Мал. Анюя на протяжении около 10 км. Реликты ее отмечаются по рр. Тополевка 2-я и Ургувеем. Аллювий, залегающий на цоколе, по гранулометрическому и петрографическому составу аналогичен аллювию второй надпойменной террасы. Мощность его 10—13 м.

В настоящее время большинство притоков р. Мал. Анюя переживают стадию боковой эрозии.

Широкое развитие в районе аллювиальных отложений, хорошо разработанные долины с пологим продольным профилем и отсутствие (исключая юго-восточную часть района) ледниковой деятельности создали благоприятные условия для формирования россыпных месторождений полезных ископаемых.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На рассматриваемой территории поисковыми работами выявлен ряд ореолов рассеяния золота, киновари, вольфрамит, установлено несколько рудопроявлений золота и молибдена и одно проявление магнетитовых скарнов. В знаковом количестве в аллювии большинства водотоков района встречается шеелит.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды. Железорудные проявления представлены магнетитовыми скарнами. Они установлены на левобережье р. Тополевки 1-ой в бассейне ее левого притока руч. Полярного (8). Здесь закартированы два горстоподобных блока, сложенных нижнекаменноугольными осадочными отложениями, среди которых существенную роль играют известняки.

Осадочные породы интродуцированы меловыми гранитоидными телами. Магнетитовые скарны расположены в экзоконтактной зоне, в 300—400 м от гранодиоритового массива. Делювиальные развалы магнетитовой руды вытянуты в северо-западном направлении, длина их 80 м при ширине 20 м. Диаметр обломков 5—25 см.

Магнетитовые скарны сложены магнетитом, составляющим 70—90% объема породы. В значительно меньшем количестве в них присутствуют пироксены и гранаты и в резко подчиненном — оливин, амфибол, эпидот, ильваит, пирит, халькопирит, кварц и кальцит. Все эти минералы распределяются в породе неравномерно, образуя пятнистую текстуру. Последовательность отложения минералов в скарновых образованиях следующая: гранат зеленый, пироксен, гранат бурый, оливин, эпидот, амфи-

бол, гематит, магнетит, ильманит, пирит, кварц, халькопирит, кальцит. Химические и спектральные анализы на олово и другие полезные компоненты дали отрицательные результаты.

Благородные металлы

Золото. Наиболее интересным является рудопоявление золота на правом берегу р. Тополевки 2-ой, расположенное в экзоконтактовой зоне нижнемелового интрузива кварцевых диоритов горы Эломбала (15). Осадочные породы триаса превращены здесь в биотит-кордиеритовые роговики, раздроблены и обохрены. Особенно интенсивно обохренность пород наблюдается около разрывных нарушений (обломки пород иногда цементируются лимонитом и гетитом). На этом участке широко развиты дайки диоритовых порфиритов.

Рудные минералы вторичные и представлены гетитом, лимонитом, гидрогетитом, гидролепидокрокитом, образовавшимися за счет разложения сульфидов.

Спектральным анализом в штучных и металлометрических пробах, взятых из обохренных зон, установлены обычные спутники золота — свинец, мышьяк, цинк, серебро, медь — в содержаниях, в десятки и сотни раз превышающих кларковые. Химико-спектральным анализом в одной штучной пробе установлено 0,25—0,3 г/т золота.

Следующее рудопоявление золота (12) расположено в нескольких километрах западнее предыдущего. Золото здесь приурочено к гидротермально измененной дайке кварцевых диоритовых порфиритов северо-западного простирания длиной 800—850 м при мощности 30—40 м, пересекающей глинистые сланцы карнийского яруса. В протоочках штучных проб, взятых из этой дайки, обнаружены единичные мелкие (0,2 мм) знаки золота. Кроме того, в породе отмечена редкая мелкая вкрапленность сульфидов и небольшие скопления (до 0,5 см в диаметре) граната.

Рудопоявление золота выявлено также на южном ограничении Малоанойского антиклинального поднятия. Здесь залегает несколько кварцевых жил сложной формы, локализованных в породах каппевской свиты (9). Жилы обычно имеют северо-западное простирание и полого падают на северо-восток. Мощность их 0,01—0,75 м; длина обычно не превышает 15—20 м. Жилы разветвляются на многочисленные маломощные прожилки. Со стороны висячего и лежачего бока в песчанниках и сланцах также наблюдаются многочисленные кварцевые прожилки, мощность которых изменяется от нескольких миллиметров до 4 см. Кварц крупнозернистый молочно-белый или серовато-белый, с включениями и тонкими прожилками гидроокислов железа. В протоочках бороздовых проб обнаружены единичные знаки золота.

Наконец, еще одно рудопоявление (10) выявлено на южном тектоническом ограничении Малоанойского антиклинального поднятия, юго-восточнее предыдущего рудопоявления. Здесь установлены развалы белого крупнозернистого кварца с гидроокислами железа. Мощность жилы, по-видимому, не превышает 20—30 см, а длина 30—40 м. Химико-спектральным анализом в породе установлено 0,3 г/т золота.

На территории листа намечено несколько ореолов рассеяния золота. Наиболее перспективным является ореол, расположенный в среднем и нижнем течении рр. Яркана, Тополевки 1-ой, Тополевки 2-ой и Уругвеема (1). В этом ореоле находится и россыпь невыясненного промышленного значения и несколько рудопоявлений золота (9, 10, 12, 15) и молибдена (13, 14).

В его пределах весьма широким развитием пользуются дайки диоритового ряда. Наиболее интересные поисковые данные получены в бассейне р. Тополевки 2-ой (руч. Двурогого). Здесь повсеместно встречаются единичные зерна золота в верхних горизонтах аллювия, причем в двух пробах отмечено содержание золота 0,3 г/м³. Промышленное значение россыпи не выяснено, так как долина ручья пересечена лишь одной шурфовочной линией. Ширина долины в этом месте равна 350 м, пойменной части от 10 до 50 м. В долине сохранились обрывки аллювиальной террасы высотой 1,5—2 м, перекрытые делювиально-солифлюкционным шлейфом, мощность которого достигает 7 м. Мощность аллювиальных отложений 1—5 м, а элювия на плотике 0,3—1 м. Общая мощность рыхлых отложений 4—10 м. Плотик сложен глинистыми сланцами карнийского яруса. Поперечный профиль долины симметричен или несколько асимметричен. Продольный уклон равен 10 м на 1 км долины. Ширина россыпи 190 м, средняя мощность песков 1,45 м и торфов 3,75 м. Среднее содержание золота 0,25 г/м³. Максимальное содержание (1 г/м³), выявленное в шурфе № 40, приурочено к незначительному углублению в плотике. Эта россыпь относится к типу современных аллювиальных долинных приплотиковых россыпей.

Золото в россыпи представлено мелкими окатанными и полукатанными пластинками и зернами, реже встречаются золотины комковидной формы. Размер золотинок 0,1—1,5 мм. В нижней части этого же ручья также одной линией установлена россыпь с содержанием золота от 0,01 до 0,05 г/м³. Золото очень мелкое (до 0,5 мм). Золотинки слабо окатаны, они пластинчатой и неправильной формы. Поверхность золотинок ямчатая, края угловатые. Средняя мощность золотосодержащего пласта равна 1,2 м. Мощность торфов 4,4 м. Россыпь относится к типу приплотиковых.

Следующий ореол рассеяния (17), по-видимому, не представляет собой практического интереса, так как золото в его пределах присутствует лишь в верхних слоях аллювия и, по дан-

ным шлихового опробования, с низким содержанием (единичные зерна).

Возраст золотого оруденения в районе не совсем ясен. В. Т. Матвеев (1960), например, считает его донижнемеловым. Однако большинство исследователей (Тильман, 1960; Егоров, 1960 г.; Сосун, 1959; Гельман, 1960 г. и И. А. Панышев) придерживаются мнения о раннемеловом возрасте золотого оруденения и связывают его с кварцевыми жилами. Такое мнение основано на том, что в ряде случаев золотоносные кварцевые жилы пересекают дайки диоритовых порфиров, являющиеся комагматическими с раннемеловыми гранитоидами, и на контактах изменяют их. Эти гидротермальноизмененные участки даек иногда содержат золото (12).

Вопрос о золотоносности речных долин, располагающихся в пределах развития нижнемеловых эффузивных образований, в контурах ореолов рассеяния (3, 7, 18) к настоящему времени не выяснен. Верхние слои аллювия в этих долинах, как это установлено шлиховым опробованием, имеют малые содержания золота (единичные зерна в шлихах); работы для выяснения содержания золота в более низких слоях аллювия не проводились.

Вольфрам. Шлиховым опробованием выявлено наличие зерен шеелита в аллювии большинства водотоков района. Шеелит представлен молочно-белыми окатанными зернами неправильной формы, размер которых колеблется от 0,1 до 0,2 мм. Кроме шеелита, в аллювии бассейна р. Мал. Анюя отмечаются зерна вольфрамита. Здесь выделяется три ореола рассеяния вольфрамита (4, 5, 6).

Один из них (4) охватывает небольшие левые притоки р. Мал. Анюя и р. Тополевки 1-ой. Ореол расположен на северо-восточном борту Ургувеевского синклинального прогиба и частично накладывается на Малоанюйское антиклинальное поднятие. Содержание вольфрамита не превышает нескольких зерен на шлик. Зерна вольфрамита обычно имеют пластинчатый габитус, окатанность их средняя и хорошая.

Ореол (5) находится на правом берегу р. Мал. Анюя. Он расположен в пределах Мачваамского синклинального прогиба. Содержание вольфрамита — единичные зерна.

Ореол (6) охватывает небольшие левые притоки р. Мал. Анюя. Ореол расположен в пределах Малоанюйского антиклинального поднятия, частично заходя в зону сочленения его с Мачваамским и Ургувеевским синклинальными прогибами. Содержание вольфрамита в шлихах такое же, как и в ореолах (4) и (5), лишь в одной пробе содержание его достигает 1 г/м³.

Молибден. Рудопоявления молибдена выявлены в трех пунктах: два — в экзоконтактовой зоне гранитоидной интрузии

горы Эломбал (13 и 14) и одно — в экзоконтактовой зоне гранитоидной интрузии правобережья р. Тополевки 1-ой (11).

В экзоконтактовых зонах гранитоидных интрузивов флишоподобные отложения карнийского яруса превращены в кордиерит-андалузитовые роговики. На отдельных участках роговики раздроблены и пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками различных направлений; мощность прожилков не превышает 2—3 см. Кварц серый и светло-серый мелкозернистый с рассеянной вкрапленностью мелкочешуйчатого молибденита. Содержание молибдена от 0,003 до 0,007% (спектрохимический анализ).

Молибденитсодержащие прожилки имеют следующий состав: кварц (90%), полевой шпат (8—10%), серицит и мусковит (около 1%), молибденит (менее 1%) и пирит (около 1%).

Ртуть. На территории листа насчитывается несколько ореолов рассеяния киновари (2, 16, 19, 20, 21). Все они тяготеют к разрывным нарушениям, развитым в эффузивных образованиях нижнего мела. В большинстве случаев ореолы киновари расположены вблизи ореолов рассеяния золота и частично их перекрывают. В пределах выделенных ореолов киноварь присутствует в количестве единичных зерен. (2). Размер зерен киновари колеблется от 0,05 до 0,8 мм.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Строительные материалы

Запасы бутового камня, гравия и гальки, а также суглинков в районе практически неисчерпаемы, хотя разведка их не производилась. По аналогии с соседними районами (листы R-58-XXXIII, XXXIV и Q-58-V, VI), где произведены подсчеты запасов в отдельных месторождениях, запасы песчано-гравийного материала в долинах рр. Яркана, Тополевки 1-ой, Тополевки 2-ой, Тэтэвеема равны 500 000—1 800 000 м³, а суглинков, пригодных для кирпичного производства — 900 000—1 200 000 м³.

В бассейне р. Тополевки 1-ой (верховье руч. Полярного) установлены известняки. Запасы их не учтены.

ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА РАЙОНА

В пределах рассматриваемого района эндогенные месторождения промышленного значения пока не встречены. Не обнаружены и россыпи, которые могли бы в настоящее время стать объектами детальной разведки. Однако положение района в Анюйской золотоносной полосе, широкое развитие магматизма в эффузивной и интрузивной форме, наличие гидротермальных проявлений золота и зон окварцевания пород, большие мощности аллювиальных отложений с знаковым содержа-

нием золота в верхних горизонтах и приплотиковой части дают основание, по нашему мнению, относить этот район к перспективным на россыпное золото. Значительный интерес в отношении поисков россыпного золота представляет ореол рассеяния, располагающийся на сочленении Малоанюйского антиклинального поднятия, Ургувеевского синклинального прогиба и Камешковской впадины (1). Такие участки сочленения бортов впадин со складчатыми структурами триаса, по мнению С. М. Тильмана (1962 г.), являются наиболее ослабленными в тектоническом отношении, а следовательно, и наиболее благоприятными для проникновения магматических расплавов и гидротермальных растворов. Если учесть еще, что на юго-восточном продолжении этой зоны, в бассейне р. Кай-Кульпольней, поисковой разведкой установлена россыпь золота с содержанием до $1,5 \text{ г/м}^3$ (Незванов, 1960ф), а на ее северо-западном продолжении, в районе пос. Островного (руч. Вилка), содержание золота в аллювии иногда достигает 9 г/м^3 (Хитрунов, 1962ф), то возможность выявления россыпей золота в пределах первого ореола рассеяния становится вполне вероятной. Первоочередными объектами для постановки поисково-разведочных работ здесь, очевидно, являются бассейны рр. Тополевки 2-ой, Ургувеема, Тополевки 1-ой, Яркана.

О перспективности долин рр. Уямканды, Коралловой и Ольховой указывалось ранее, при описании ореола (7).

Магнетитовые скарны желательнo вскрыть наземными выработками и опробовать на золото, молибден и другие полезные компоненты.

Остальные рудопроявления и ореолы рассеяния, возможно, за исключением ртути, представляют лишь минералогический интерес. Углепроявления на рассматриваемой территории не установлены.

Для поисков месторождений нефти и газа геологическая обстановка рассматриваемой территории является неблагоприятной. В разрезе мезозойских отложений нефтегазоносные свиты отсутствуют. Не отмечаются они также и в отложениях палеозойского возраста. Малоанюйское антиклинальное поднятие, которое могло стать «ловушкой» для нефти и газа, осложнено многочисленными разрывными нарушениями. Подмерзлотные воды, выходящие по этим нарушениям на поверхность, признаков нефти и газа не несут.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Территория листа расположена за полярным крутом, в зоне развития сплошной многолетней мерзлоты, где глубина промерзания пород достигает несколько сотен метров.

Подземные воды разделяются на надмерзлотные и подмерзлотные. Надмерзлотные воды по условиям залегания и харак-

теру питания разделяются на воды деятельного слоя и воды подрусловых таликов.

Воды деятельного слоя залегают на глубине 0,2—3,5 м и характеризуются резко непостоянным дебитом, зависящим от времени года и количества атмосферных осадков. Практического интереса они не имеют. Воды подрусловых таликов приурочены к долинам, образуя подрусловые потоки в надмерзлотных таликовых зонах. Источниками питания этих вод являются атмосферные осадки и, возможно, подмерзлотные воды сквозных таликов, распространенных в речных долинах тектонического происхождения. Мощность подрусловых водных потоков рр. Яркана, Тополевки 1-ой, Тополевки 2-ой, Ургувеема, Уямканды достигает 8—12 м, а по рр. Тэтэмвеема и Мал. Анюя, по-видимому, значительно больше. В верховьях большинства рек русловые и подрусловые воды ко второй половине зимы перемерзают.

По аналогии с соседними районами, гидрогеологические режимы которых близки к описываемому, водообильность подрусловых потоков в долинах рр. Тэтэмвеема и Мал. Анюя предположительно определяется в интервале от 20—40 л/сек в начале зимнего периода до 5—10 л/сек в конце зимы, а для рр. Яркана, Тополевки 1-ой и других составляет до 2—5 л/сек.

Специальные исследования подмерзлотных вод района не проводились. О наличии их указывают многолетние наледы, возникающие в местах пересечения речных долин молодыми тектоническими разломами.

В районе установлено несколько наледей, наиболее крупная из которых расположена в долине р. Ургувеема. Длина ее в конце лета (август) не превышает 1100 м, ширина 200 м, при средней мощности льда 2,5 м. Минимальный объем льда наледи около 550 000 м³.

Многие наледы сопровождаются ледяными буграми лущения высотой до 4—6 м при диаметре до 100 м и более. Такие бугры наблюдаются в долине р. Тополевки 2-ой, где существует небольшая круглогодичная наледь. По радиальным трещинам ледяных бугров вплоть до весеннего снеготаяния происходит излияние вод, по химическому составу относящихся к гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевому типу и отличаются от прочих вод района повышенной минерализацией (108,8 мг/л); рН равно 5,8.

Воды поверхностного стока мягкие, гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниево-натриевые. Общая степень их минерализации не превышает 20—30 мг/л; рН 5,8—6,5. Воды подрусловых потоков классифицируются так же, как воды поверхностного стока, отличаясь от них более высокой степенью минерализации, не превышающей, однако, 65—85 мг/л; рН 5,4—6,4.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Городнический М. Е., Егоров Д. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист R-58-59 (Чаунская губа). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1961.
- Васильковский А. П. Обзор горных сооружений крайнего Северо-Востока Азии. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10, Магадан, 1956.
- Гулевич В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анойско-Чаунская. Лист R-58-XXV, XXVI. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1963.
- Егоров Д. Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анойско-Чаунская. Лист Q-58-V, VI. Объяснительная записка. Изд-во Недр, 1964.
- Крайнов В. Г., Озерцова В. А. К вопросу о тектоническом строении левобережья среднего течения р. Малого Аноя и его верховьев (по данным аэромагнитных работ). Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
- Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Тр. ВНИИ-1, геол., вып. 64, Магадан, 1960.
- Садовский А. И. Формации Нижне-Малоанюйской впадины и история ее развития. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15, Магадан, 1961.
- Сосунов Г. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анойско-Чаунская. Лист R-58-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка, 1959.
- Тильман С. М. Тектоническое строение Приколымья. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 13, Магадан, 1958.
- Тильман С. М. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Анойского района. Тр. совещ. по стратиг. Сев.-Вост. СССР, Магадан, 1959.
- Тильман С. М. Тектоническое строение и черты металлогении Чукотской складчатой зоны. Мат-лы к I Всесоюзной конф. по геол. и металлог. Тихоокеанского рудн. пояса, вып. II, Владивосток, 1960.
- Тильман С. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Q-58. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1962.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. Тр. СВ КНИИ СО АН СССР, вып. I, Магадан, 1962.
- Часовитин М. Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анойско-Чаунская. Лист R-58-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. Изд-во Недр, 1965.

Фондовая¹

- Ворошилов А. А., Поливко И. А., Соболев Н. Н., Суханов С. М. Отчет о работе Анойской аэромагнитной партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г., 1961.
- Гельман М. Л. Нижнемеловой гранитоидный комплекс Алискеровского золоторудного узла. Инф. отчет о работе Анойской петрографической партии летом 1959 г., 1960.
- Гусаров М. В., Ганичева И. Я. Отчет о работе Ургувеевской геологической партии (масштаб 1:100 000) за 1960 г., 1961.
- Довгаль Ю. М., Радзивилл В. Я., Житецкий А. А. Отчет о работе Лево-Орловкинской геологопоисковой партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г., 1961.
- Довгаль Ю. М. Геологическая карта СССР и карта полезных ископаемых масштаба 1:200 000. Серия Анойско-Чаунская. Лист Q-58-IX, X. Объяснительная записка, 1962.
- Егоров Д. Ф. Анойские зоны разломов. Геолфонд СВ КНИИ СО АН СССР, 1962.

- Желнин С. Г. Отчет о работе Лево-Погынденской геологореконсцировочной партии (масштаб 1:500 000) за 1955 г., 1956.
- Желнин С. Г., Носков В. И. Отчет о работе Орловкинской геологореконсцировочной партии (масштаб 1:500 000) за 1956 г., 1957.
- Зиверт Р. Р. Отчет о работе Больше-Анойской геологореконсцировочной партии (масштаб 1:500 000), 1946.
- Злобин М. Н. Отчет Островновской геологореконсцировочной партии (масштаб 1:500 000) о геологических исследованиях в районе левобережья среднего течения р. Мал. Аноя в 1941 г., 1942.
- Касаткин В. А., Куклев В. П. Отчет о работе Верхне-Монинской геологосъемочной партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г., 1961.
- Кеткин А. Л., Касаткин В. А. Отчет о работе Аяно-Анойской аэромагнитной экспедиции за 1955 г., 1956.
- Климов Г. А. Отчет о работе Тэтэмвеевской геологопоисковой партии (масштаб 1:100 000) за 1959 г., 1960.
- Колодкин Н. Е., Гринштейн Ю. А., Жуковский И. И. Отчет о результатах работ Билибинской аэрогеофизической группы за полевой сезон 1957 г., 1958.
- Крайнов В. Г., Озерцова В. А. Отчет о результатах работ Лево-Анойской аэрогеофизической партии за полевой сезон 1959 г., 1960.
- Незванов Н. Н. Отчет о работе Верхне-Кульпольнейской геологопоисковой партии (масштаб 1:50 000), 1960.
- Палымский Б. Ф., Палымская З. А. Отчет о работе Уямкандинской геологосъемочной партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г., 1961.
- Панычев И. А., Теплых В. И. Отчет о работе Лево-Камешковской маршрутнопоисковой партии на уголь за 1960 г., 1961.
- Панычев И. А. Отчет о работе контрольно-уязвочной партии по составлению листа Q-58-III, IV за полевой период 1961 г., 1962.
- Печерский Д. М., Петраченко Е. Д. Отчет о работе Уямкандинской комплексной геолого-геофизической группы за 1956 г., 1957.
- Радзивилл А. Я., Зайкова Т. Я. Отчет о работе Тыльвинвеевской геологопоисковой партии (масштаб 1:200 000), 1958.
- Садовский А. И. Отчет о работе Межтополеводской геологосъемочной партии (масштаб 1:100 000) за 1960 г., 1961.
- Сенотрусов А. Г., Долинин Л. В. Отчет о работе Двурогской детальной геологопоисковой партии (масштаб 1:25 000) за 1961 г., 1962.
- Тильман С. М. Отчет к итогам полевых работ экспедиции по составлению листа Q-58 Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 за 1958 г., 1959.
- Ушаков П. Н., Курплик А. К. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Мал. Аноя. Отчет о работе Средне-Анойской геологореконсцировочной партии (масштаб 1:500 000), 1941.
- Хитрунов А. Т., Хитрунова А. А. Отчет о работе Польшоткинской геологопоисковой партии (масштаб 1:25 000) за 1961 г., 1962.
- Янин Б. М., Мороховский В. Н. Отчет о работе Ярканской геологосъемочной партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г., 1961.

¹ Хранится в фондах Северо-Восточного геологического управления.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Гусаров М. В., Ганичева И. Я.	Отчет о работе Ургувеевской геологосъемочной партии (масштаб 1:100 000) за 1960 г.	1961	Геолфонд СВГУ, № 013245
2	Желнин С. Г.	Отчет о работе Орловкинской геологореконсцировочной партии (масштаб 1:500 000) за 1956 г.	1957	Там же, № 11534
3	Касаткин В. А., Куклев В. И.	Отчет о работе Верхне-Монинской геологосъемочной партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г.	1961	Там же, № 013400
4	Климов Г. А.	Отчет о работе Тэгзевеевской геологопоисковой партии (масштаб 1:100 000) за 1959 г.	1960	Там же, № 012748
5	Палымский Б. Ф., Палымская З. А.	Отчет о работе Уямкандинской геологосъемочной партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г.	1960	Там же, № 013251
6	Панычев И. А.	Отчет о работе контрольно-увязочной партии по составлению листа Q-58-III, IV за полевой период 1961 г.	1962	Там же, № 013781
7	Печерский Д. М., Петраченко Е. Д.	Отчет о работе Уямкандинской геолого-геофизической группы за 1956 г.	1957	Там же, № 11476
8	Садовский А. И.	Отчет о работе Межтополеводской геологосъемочной партии (масштаб 1:100 000) за 1960 г.	1961	Там же, № 013224
9	Сенотрусов А. Г., Долинский Л. В.	Отчет о работе Двурогской детальной геологопоисковой партии (масштаб 1:25 000) за 1961 г.	1962	Там же, № 013493
10	Янин Б. М., Мараховский В. Н.	Отчет о работе Ярканской геологосъемочной партии (масштаб 1:200 000) за 1960 г.	1961	Там же, № 013399

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ Q-58-III, IV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ СССР
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
Металлические ископаемые				
8	II-2	<i>Черные металлы</i>		
		Магнетитовые руды		
		Южный склон г. Длинной	Магнетитовый скан. Делювиальные развалы. Содержание магнетита 70—90% объема породы	6
9	II-3	<i>Благородные металлы</i>		
		Золото		
		Бассейн р. Тополевки 2-ой	Кварцевые жилы, содержащие 0,25—3 г/т. Мощность их 0,01—0,75 м, длина 15—20 м	9
10	II-3	Бассейн р. Тополевки 2-ой	Кварцевая жила, содержащая до 0,3 г/т золота. Мощность ее 20—30 см, длина 30—40 м	9
12	II-3	Бассейн р. Тополевки 2-ой	Окварцованная дайка кварцевых диоритовых порфиров. Мощность ее 30—40 м, длина 800—850 м. В протоочках ступенных пород знаки золота	9
15	II-4	Бассейн р. Тополевки 2-ой	Окварцованные и сульфидированные брекчированные роговики. Содержание золота 0,25—3 г/т	9
1	I, II, III-1, 2, 3, 4	Среднее и нижнее течение рр. Яркана, Тополевки 1-й, Тополевки 2-й и Ургувеема	Единичные зерна золота в верхних горизонтах аллювия. В приплотиковой части аллювия содержание — 0,25—1 г/м ³	1, 4, 8, 9, 10
3	I, II-1, 2	Среднее и нижнее течение рр. Яркана, Коралловой и верховье р. Инсексеем	Единичные зерна золота в аллювии	10
7	I, III, IV-1, 2	Верховье рр. Уямканды и Коралловой	Единичные зерна золота в аллювии	5, 7, 10

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
17	III, IV-2, 3	Бассейн р. Уямканды	Единичные зерна золота в аллювии	2, 5, 7
18	III-3, 4	Бассейн р. Кочка	Единичные зерна золота в аллювии	1
		<i>Редкие металлы</i>		
		Вольфрам		
4	I, II-2	Левые притоки р. Мал. Анюя и низовья р. Инсексвеем	Единичные зерна шеелита и вольфрамит в аллювии	10
5	I-3, 4	Правые притоки р. Мал. Анюя	Единичные зерна шеелита и вольфрамит в аллювии	4
6	I, II-3	Левые притоки р. Мал. Анюя	Единичные зерна шеелита и вольфрамит в аллювии	8
		Молибден		
11	II-3	Правобережье р. Тополевки 1-ой	Кварцевая жила мощность до 5 см. Содержание молибдена до 0,07%	6
13	II-4	Северо-Западный склон горы Эломбал	Кварцевые прожилки с видимыми вкраплениями молибденита. Мощность их 2—3 см	9
14	II-4	Юго-западный склон горы Эломбал	Кварцевые прожилки с видимыми вкраплениями молибденита; мощность их 2—3 см	9
		Ртуть		
2	I, II, III-1	Бассейн р. Коралловой и среднее течение р. Яркан	Единичные зерна киновари в аллювии	10
16	III, IV-3	Бассейн р. Ургивеем и верховье р. Кочка	То же	1, 7
19	III, IV-4	Бассейн р. Тэ-тэмвеем	" "	1, 3
20	IV-2, 3	Бассейн р. Уямканды	" "	3, 5
21	IV-2	Бассейн р. Уямканды	" "	5

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	6
Интрузивные образования	18
Тектоника	30
Геоморфология	36
Полезные ископаемые	39
Подземные воды	44
Литература	46
Приложения	48

Ведущий редактор В. В. Кузовкин Технический редактор В. В. Романова
Корректор Т. М. Кушнер

Подписано к печати 12/II 1966 г.

Формат 60×90¹/₁₆

Печ. л. 3,25

Уч.-изд. л. 3,75

Тираж 100 экз.

Зак. № 05028

Издательство «Недра». Москва. Центр, ул. Кирова, 24
Типография фабрики № 9 ГУГК