

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
ЧЕТВЕРТОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Нижне-Амурская

Лист N-54-XXI

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: *С. Б. Брагина, Д. А. Кесслер,
Д. Н. Самойлов*
Редактор *И. И. Тучков*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
24 ноября 1960 г., протокол № 38



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1963

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа №54-XXI, ограниченная координатами $53^{\circ} 20' - 54^{\circ} 00'$ с. ш. и $140^{\circ} 00' - 141^{\circ} 00'$ в. д., включает юго-западную прибрежную часть Сахалинского залива от пос. Бол. Власьево до мыса Липке. В административном отношении она входит в состав Нижне-Амурского и Тахтинского районов Хабаровского края.

Территория листа представляет собой горно-таежную область со среднегорным и низкогорным рельефом. Низкогорье с абсолютными высотами 200—500 м преобладает в южной части площади. Здесь наблюдается ряд небольших параллельно вытянутых в субширотном направлении горных хребтов с относительно небольшими превышениями над днищами долин 100—300 м. Гребни хребтов имеют пологоволнистый профиль, ширина их 200—500 м. Вершины куполовидные, реже конусообразные. Превышения вершин над седловинами 50—150 м. Крутизна склонов обычно $15-20^{\circ}$, иногда достигает 30° . Хребты, сложенные преимущественно эффузивными породами, сильно замесены. Небольшие по размерам осыпи и коренные выходы пород встречаются редко. Среднегорный рельеф с абсолютными высотами, колеблющимися от 500 до 900 м, развит в северной части района. Для него характерны большие относительные превышения (300—700 м) над днищами ближайших наиболее крупных долин, называемые чертанья хребтов в плане, неширокие гребни (50—100 м) и более крутые склоны ($25-40^{\circ}$). Вершины гольцовые с осыпями и развалами изверженных пород. Средневысотные горы сложены в основном интрузивными породами.

В центральной части описываемой площади расположена плоскокаяд, местами слабо всхолмленная заболоченная низменность с абсолютными высотами 30—80 м; в пределах ее развиты мало-мощные рыхлые отложения.

Реки района в основном относятся к бассейну Охотского моря, и лишь ряд небольших рек и ручьев принадлежит бассейну оз. Чля.

Наиболее крупные реки — Бол. Исека, Ул и Коль. Протяженность их в длину колеблется от 30 до 50 км. Они имеют довольно

широкие хорошо разработанные долины, ширина которых варьирует от 0,5 до 3,0 км с развитой серией террас. Руслы рек извилистые, с большим количеством рукавов, отмелей, кос и островов. Глубина на плесах 1,0—2,0 м, на перекатах 0,5—1,0 м; скорость течения 0,5—1,5 м/сек. Приустьевые участки этих рек сильно расширены и затопляются морем во время приливов.

Малые реки и ручьи имеют узкие долины с невыработанным продолженным профилем. Ширина их русла 3—5 м, глубина 0,3—0,8 м, скорость течения до 1,5 м/сек. В верховьях ручьи часто пересыхают; они загромождены вадунами и глыбами. Все реки несудоходны.

На территории района широко развиты озера. Наиболее крупное из них оз. Чля, расположенное в юго-западном углу платишта. Его площадь 150 км², средняя глубина 2,4 м, максимальная 3,8 м. Остальные озера очень небольших размеров. Площади их не превышают 1 км². Наибольшее количество озер располагается преимущественно на низменных заболоченных участках побережья Сахалинского залива.

Береговая линия Сахалинского залива, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток, слабо изрезана и лишена удобных бухт и гаваней.

Климат района умеренный, муссонный, характеризуется дождливым летом и холодной ветреной зимой. Среднегодовая температура — 3°, 0. Самый холодный месяц — январь (среднемесячная температура около — 21°, 3), самый теплый — август (среднемесячная температура около + 17°, 6). Среднегодовое количество осадков колеблется от 367 до 429 мм. Осадки по временам года распределены неравномерно. Наибольшее количество осадков приходится на сентябрь (90,6 мм), наименьшее на январь (4 мм).

Растительный покров довольно однообразен. Большая часть территории покрыта лесами, состоящими из лиственницы, ели, березы, осины. В среднегорной части леса водоразделья, как правило, зарастают кедровым стлаником. На низменных участках преобладает осоково-моховая болотная растительность.

Район населен слабо. Населенные пункты сосредоточены главным образом вдоль берега моря и по долинам рек. Наиболее крупные из них — поселки Белая Гора, Чля, Колчан, Коль-2, Бол. Влаьево. Население состоит преимущественно из переселенцев — русских и украинцев. Коренные жители — нивхи и эвенки — сохранились только отдельными семьями. В экономике района ведущая роль принадлежит золотодобывающей промышленности, рыболовству и охоте.

Геологическое изучение Приамурья началось во второй половине XIX в. Первые краткие отрывочные сведения о геологическом строении появились в отчетах Н. Аносова (1856 г.); Пермикина (1856 г.), А. Ф. Миддендорфа (1860 г.), Ф. Б. Шмидта (1861 г.), А. Ефимова (1879 г.), К. И. Богдановича (1904 г.).

Наиболее интересна работа К. И. Богдановича, который, изучая побережье Охотского моря от г. Николаевска до г. Охотска, дал подробное описание распространенных здесь пород и высказал предположения об их возрасте.

С конца XIX в. начинается промышленное освоение золотых районов в Нижнем Приамурье. В 1895—1896 гг. был открыт Колчанский золотосносный район.

В 1898—1899 гг. инженеры Бацевич и Степанов, проводившие разведку россыпей во вновь открытом золотосносном районе, обнаружили коренное месторождение золота Белаая Гора.

В 1901 г. А. И. Хлапонин проводил маршрутные исследования в бассейне р. Амгунь и к северо-востоку от озер Чля и Орель. Им впервые даны краткие сведения о золотосносности бассейна р. Амгунь и описание месторождения Белаая Гора.

В 1924 г. И. Н. Преображенский, проводя работы по изучению золоторудного месторождения Белаая Гора, отметил широкое развитие основных, средних и кислых эффузивов по маршруту от г. Николаевска до месторождения. Он впервые указал на наличие бурых углей в долине р. Бол. Иска.

Большое внимание изучению золотосносного района озер Чля и Орель, а также месторождения Белаая Гора уделил А. В. Арсентьев (1926, 1928ф).

В 1934 г. В. Н. Данилович проводил геологосъемочные работы в м-бе 1:500 000 в южной части описываемого района. Им выделены условно юрские осадочные отложения, мезозойские порфириды и кварцевые порфиры, нижнетретичные угленосные отложения и кайнозойские базальты. В угленосных отложениях развитых по долине р. Бол. Иска, им была собрана флора олигоценового возраста. В том же году Д. П. Рогожин в ключе Угольном обнаружил пласт бурого угля мощностью 25 см, залегающий в песчано-глинистых отложениях.

В 1936 г. С. Н. Алексеевич вел геологическую съемку м-ба 1:500 000 по побережью Охотского моря от залива Николая до р. Коль. Выделив условно юрские отложения, он расчленяет их на две толщи: нижнюю — глинистых сланцев и верхнюю — песчаников.

В том же году И. М. Чернышев охватил геологической съемкой м-ба 1:100 000 юго-восточную часть территории расчлененного листа. Его стратиграфические построения близки к построениям В. Н. Даниловича и С. Н. Алексеевича.

В период с 1936 по 1940 г. в Нижнем Приамурье проводили геологические работы Д. И. Красный. Своими исследованиями он захватил и западную часть описываемого листа. Ниже приведена его сводная стратиграфическая схема.

1. Свита кремнистых шимовидных сланцев.

Несоотласе

2. Базальты, или сомнинская свита. Конгломераты, гравелиты, песчаники

3. Удильская свита. Глинистые сланцы и алевролиты.
 4. Орельская свита. Песчаники полимиктовые от средне- до грубозернистых с прослоями конгломератов.
 5. Жолмыхская свита. Песчаники желто-серые мелкозернистые, переслаивающиеся со сланцами.
 6. Послеваданжские граниты и гранодиориты.
- Несогласие
7. Утинская свита. Порфириты и их туфы.
 8. Глинистые сланцы, туфогенные песчаники с фауной альбского возраста.
- Несогласие
9. Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры.
 10. Цагайская свита. Туфопесчаники и песчаники с прослоями углистых сланцев.
- Несогласие
11. Тарамийские (?) кислые интрузии.
 12. Глины с растительным мусором, туфопесчаники, туфы.
- Несогласие
13. Андезиты.
 14. Кварцевые порфиры, фельзиты, липариты и туфы.
 15. Андезиты, андезито-базальты.
- Несогласие
16. Оливиновые базальты.
 17. Древнеречные террасы. Галечники, пески, бурые железняки.
 18. Современные отложения.
- Все свиты, за исключением альбских отложений и цагайской свиты, выделяются условно.
- Стратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Л. И. Красного была положена в основу почти всех последующих геологических работ, проводившихся в Нижнем Приамурье.
- В 1939 г. В. Я. Филиппович проводил геоморфологические работы в низовьях р. Амур. Ею произведено геоморфологическое районирование исследованной территории и изучены четвертичные отложения.
- В 1939—1940 гг. В. К. Елисеева занималась геологическими работами по побережью Сахалинского залива от мыса Куприянова до мыса Мофет. Осадочные отложения ею разделены на две толщи: нижнюю — глинисто-сланцевую и верхнюю — песчаниковую с аугелитами ваданжинна.
- В 1946 г. Г. С. Танешин и Ю. Ф. Чемеков впервые составили карту четвертичных отложений и геоморфологическую карту для площади, расположенной к северу от устья р. Амур.
- В 1950—1953 г. В. Н. Болдовским и П. Г. Малковым велся поисково-разведочные работы в районе месторождения плез-

кварца (верховье ключа Тропинова), открытого С. Я. Шапошниковым в 1946 г.

В 1953—1954 гг. на площади листа партией 2694 Геологического управления была проведена геологическая съемка в м-бе 1:200 000.

К юго-западу от издаваемого листа работы проводились геологами Дальневосточной экспедиции ВСЕГЕИ (А. И. Попов, 1954 г., Б. Я. Абрамсон, 1955—1956 гг., Е. Б. Бельтнев, А. И. Савченко, 1957 г.). Ими была разработана стратиграфическая схема мезозойских осадочных отложений, которая была положена в основу типовой легенды для Нижне-Амурской серии листов.

В последние десятилетия в пределах Нижнего Приамурья большой размах получают геофизические работы, которыми была охвачена в значительной части и территория рассматриваемого листа. Так, в 1951—1952 гг. А. А. Голованов приволил гравиметрическую съемку на междуречье Теньги — Ныш и на льду Амурского лимана и пролива Невельского. В 1954 г. В. А. Сиплатов, Я. В. Сиплатова и В. С. Маркунский составили гравиметрическую карту м-ба 1:500 000 низовьев р. Амура.

В 1956 г. И. И. Вайман и В. П. Кудряшов произвели аэромагнитную съемку м-ба 1:1 000 000 в южной части Хабаровского края и на о. Сахалине.

При подготовке листа N-54-XXI к изданию в основу была положена геологическая карта партии 269 4 Геологического управления, но со значительными изменениями и дополнениями, внесенными в результате контрольно-уязвочных маршрутов, проведенных партией 129 экспедиции XX района 4 ГУ в 1957—1958 гг. под руководством главного геолога экспедиции И. И. Тучкова.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа N-54-XXI развиты осадочные, вулканические и интрузивные образования мезозойского и кайнозойского возраста. Наиболее древние из них юрские и нижнемеловые отложения, разделенные на три толщи: нижнюю эффузивную зеленокаменного облика, среднего, преимущественно сланцевую и верхнюю, существенно песчаниковую.

Юрские и нижнемеловые отложения несогласно перекрываются осадочно-вулканогенной толщей верхнего мела, которая расчленяется на две свиты — болбинскую и татаркинскую. В первой свите преобладают эффузивные породы среднего состава с редкими маломощными прослоями туфов. Татаркинская свита сложена кислыми и средними эффузивами с редкими прослоями туфогенных пород.

На верхнемеловых породах с резким размывом и угловым несогласием залегают олигоценовые угленосные отложения, которые в свою очередь перекрыты основными и кислыми эффузивными породами неогенового возраста.

Рыхлые отложения четвертичного возраста представлены породами различных генетических типов, среди которых наиболее существенное значение имеют озерные, аллювиальные, морские и органогенные образования. Интрузивные породы, развитые довольно широко на территории листа, по возрасту являются раннетретичными, скорее всего палеогеновыми.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Киселевская свита (J₁к₂?)

На описываемом листе породы этой свиты имеют очень ограниченное распространение и плохо обнажены. Их выходы встречаются на двух небольших участках в верховьях рек Бол. и Мал. Амыскан. Они представлены массивными и расчлененными эффузивными образованиями зеленокаменного облика — андезитами, туфами и эпидиот-амфиболовыми породами.

Андезиты составляют основную часть разреза. Это крепкие расчленованные серовато-зеленые сильно измененные (эпидиотизированные, хлоритизированные и серицитизированные) эффузивные породы, в которых сохраняются только реликты порфировой структуры в виде редких вкрапленников платноклаза, пироксена и роговой обманки. Последние в большинстве случаев замещаются мелкочешуйчатым и волокнистым актинолитом. Основная масса в редких случаях имеет первичную микролитовую структуру; она состоит преимущественно из волокнистых, иглочатых и мелкоаблитчатых кристаллов роговой обманки, скопленных эпидиота и хлорита.

Туфы андезитов, так же как и андезиты, подверглись сильному метаморфизму и почти не сохранили своей первоначальной облик. В них наблюдается расчленованность с образованием очковой структуры. На фоне фибробластовой основной массы наблюдаются округлые и линзовидные зерна платноклаза, роговой обманки, обломки окварцованных пород, роговиков и платноклазовых амфиболитов. Размер обломков колеблется от 0,4 до 2—3 мм. Цементирующая масса сильно изменена и состоит из бурого глинисто-витрокластического материала, тонковолокнистого амфибола и скопленных микросфернистого эпидиота.

Эпидиот-амфиболовые породы светлого серовато-зеленого цвета состоят из амфибола, эпидиота, платноклаза и пироксена. От первичной роговой обманки и пироксена сохранились лишь реликтовые очертания этих минералов (короткоаблитчатые и ромбические). Зерна платноклаза имеют округлую форму и плохо выраженные двойники. По своему составу он близок к андезину. Вторичный амфибол развивается по платноклазу и первичной роговой обманке. Эпидиот образует мелкозернистые

скопления и главным образом заполняет промежутки между зернами.

В толще метаморфизованных эффузивных пород встречаются редкие маломощные прослои глинистых сланцев и туфопесчаников. Глинистые сланцы зеленовато-черные, тонкорасчленованные, хлоритизированные и серицитизированные. Туфопесчаники состоят из обломков кварца, калиевого полевого шпата, платноклаза, пироксена, перматита и окварцованных пород размером от 0,1 до 0,8 мм. Цемент по составу туфогенно-глинистый, в последнем развиваются эпидиот, хлорит и амфибол.

По литолого-петрографическим особенностям описанная толща может быть сопоставлена с отложениями, развитыми на оз. Удьяль и в районе р. Киселевки, где в известняках среди кремнистых и эффузивных пород найдена фауна геттанг-синеморского возраста.

На основании этого толщ эпидиот-амфиболовых пород, имеющих сравнительно древний облик, мы относим условно к киселевской свите.

Верхний отдел юрской системы и нижний отдел

меловой системы (J₃—Ct₁)

Отложения верхнеюрской — нижнемеловой толщ выходят на дневную поверхность по берегам оз. Чля в районе мыса Перовского и к юго-западу от мыса Литке. Взаимоотношение их с подстилающими породами неясное. Видимо, они залегают с разрывом на образованиях, условно отнесенных к киселевской свите. Они представлены преимущественно глинисто-сланцевыми породами с подчиненными прослоями песчаников и эффузивных пород среднего состава. Прослои песчаников и эффузивных пород встречаются среди глинистых сланцев нижней части отложений. Мощность первых изменяется от 0,1 до 1,0 м, вторых — от 1 до 15 м.

У южной рамки листа и на мысе Перовского обнажаются отложения нижней части толщ, состоящей из глинистых сланцев с прослоями туфопесчаников, андезитов и туфов. Песчаники характеризуются темно-серой окраской и состоят из хорошо окатанных зерен кварца, полевого шпата, в меньшем количестве — глинистых сланцев, кремнистых и эффузивных пород. Размер обломочного материала 0,1—0,3 мм.

Туфопесчаники зеленовато-серого цвета, груборасчленованы и состоят из обломков кварца, полевого шпата и эффузивных пород кислого и среднего состава. Цемент глинистый с примесью туфогенного материала.

Среди андезитов преобладают породы с афировой структурой. Беспорядочно ориентированные в них лейсты платноклаза погружены в вулканическое стекло, которое почти нацело заме-

шено хлоритом, эпидотом и волюкнистым амфиболом. Туфы андезитов состоят из обломков андезитов, альбитофиров и кремнистых пород, спемантированных глинисто-пелловым материалом. Размер обломков не превышает 2 см.

Средняя часть верхнеюрской — нижнемеловой толщи сложена глинистыми сланцами и алевролитами. Разрез этой части отложений, описанный по коренным обнажениям юго-восточного берега оз. Чля, может быть представлен в следующем виде (снизу):

1. Глинистые сланцы с алевропеллитовой структурой темно-серые, почти черные, тонкослоистые, хлоритизированные, состоящие из пеллитового вещества, листочков биопита, хлорита и рудных зерен. Редкие алевролитовые зерна размером 0,06—0,08 мм представлены кварцем и полевым шпатом 25 ж
 2. Алевролиты черные, тонкоплитчатые, состоящие из зерен полевых шпата и кварца размером до 0,06 мм, скопленный рудных минералов, погруженных в пеллитовое вещество 12 "
 3. Глинистые сланцы черные, тонкоосланцованные 7 "
 4. Переделывание алевролитов и алевроито-глинистых сланцев. Алевролиты черные, плитчатые, состоящие из зерен кварца, полевого шпата, реже апатита, циркона, граната, спемантированных глинистым материалом с чешуйками хлорита, серпикита и мусковита. Алевроито-глинистые сланцы черные, тонкоплитчатые, редкие алевроитовые зерна кварца, полевого шпата и циркона, листочки серпикита и мусковита равномерно рассеяны по всей породе; размеры их не превышают 0,08—0,1 мм 12 "
 5. Глинистые сланцы, аналогичные сланцам слоя 3, с прослоями (3—8 см) песчаников темно-серых, мелкозернистых. Песчаники состоят из хорошо окатанных зерен кварца, полевого шпата и плохих окатанных обломков фельзит-порфилов, порфиритов и кремнистых пород. Цемент базальтный, кремнисто-серпикитовый 134 "
 6. Глинистые сланцы аналогичные сланцам слоя 3 110 "
 7. Алевролиты темно-серые, тонкослоистые с прослоями глинистых сланцев мощностью до 15 см 70 "
- Общая мощность 380 м.

Верхняя часть толщи, прослеженная по высыпкам на северо-западном берегу оз. Чля, представлена преимущественно алевролитами темно-серыми, состоящими из зерен кварца и полевого шпата размером до 0,1 мм, спемантированных глинисто-слоистым веществом. Мощность толщи ориентировочно 1300—1500 м.

Возраст описанных пород определяется на основании их сходства по вещественному составу с фаунистически охарактеризованными породами, развитыми на водоразделе рек Джалпи — Ул Орельский. В 1955—1956 гг. В. С. Возовой и В. А. Калининскими на этом участке были найдены аутеллы среднего Валданжина (определение В. Н. Верещагина).

Нижняя часть толщи, которая получает здесь незначительное развитие, относится условно к верхней юре по сходству с отложениями оз. Ульдыл, где найдена предположительно верхнеюрская фауна.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Валанжинский ярус (Ст¹?)

В пределах листа выходы существенно песчаниковых отложений протыпываются в виде широкой (до 5 км) полосы от западной рамки листа через верховья рек Тупка, Вынга и Сивук до Сахалинского залива. Кроме того, они слагают небольшие площади в нижнем течении реки Ул и в бассейне р. Бол. Амьскан.

Эти отложения согласно с постепенными переходами залегают на толще глинистых сланцев, относимых нами к верхней юре — валданжину, и представлены преимущественно песчаниками с подчиненным количеством маломощных прослоев глинистых сланцев и алевролитов.

Для иллюстрации характера чередования пород в нижней части толщи приведем разрез, описанный на севере района в устье безымянного ключа, впадающего в залив Екатеринбург, в 8 км юго-западнее мыса Липке (снизу):

1. Песчаники серые, разнозернистые, полимиктовые 60 м
2. Песчаники темно-серые и серые, мелкозернистые, переделывавшиеся (0,2—1,0 м) с алевролитами серыми, тонкоплитчатыми и глинистыми сланцами 9 "
3. Песчаники темно-серые, полимиктовые, мелкозернистые, тонкослоистые 2 "
4. Алевролиты черные, плотные, тонкоплитчатые 1,5 "
5. Песчаники темно-серые, тонкозернистые 1,5 "
6. Переделывание (от 0,5 до 1,0 м) песчаников серых и мелкозернистых, глинистых сланцев и алевролитов 5,0 "
7. Песчаники серые, плотные, кварцевые 15 "
8. Глинистые сланцы черные 0,5 "
9. Песчаники темно-серые, среднезернистые, видная мощность 15 "

Среди пород этой толщи наибольшим распространением пользуются мелко- и среднезернистые песчаники серые и зелено-ваго-серые, массивные, иногда плитчатые. Подчиненное значение имеют темно-серые, почти черные тонкозернистые разновидности. По составу песчаники полимиктовые. Кластический материал состоит из плохо окатанных обломков минералов и горных пород. Среди кластического материала различаются кварц, титанокаиз, калиевый полевой шпат, реже циркон и апатит, встречаются также обломки порфиритов, кварцевых порфиритов, глинистых и кремнистых сланцев. Цемент по типу базальтный или соприкосновения, по составу глинистый, глинисто-слоистый, хлоритово-слоистый и кремнистый.

Алевролиты и глинистые сланцы в песчаниках распределены неравномерно. В средней части валданжинской толщи они встречаются в виде редких маломощных прослоев. Для верхней и нижней части этой толщи характерно сравнительно тонкое чере-

Дованне песчанников, алевролитов и глинистых сланцев при явном преобладании песчаников.

Алевролиты состоят из зерен кварца, плагиноклаза и рудного минерала размером 0,06—0,1 мм, сцементированных глинисто-карбонатным материалом.

Глинистые сланцы характеризуются пелитовой и алевропелитовой структурой. Последняя обусловлена наличием в пелитовой массе зерен кварца и полевого шпата размером от 0,01 до 0,05 мм.

Мощность толщи 1100—1200 м.

В песчаниковой толще фауны не обнаружено. По стратиграфическому положению толщи возраст ее может быть определен условно как валянжжинский.

Верхний отдел

Сенокский надъярус

Большинская свита (Ст_{2b})

В пределах рассматриваемого листа породы большинской свиты имеют ограниченное распространение, встречаясь лишь в нижнем течении р. Бол. Исса. Среди них преобладают андезиты, агломератовые лавы и туфы андезитов.

На левом берегу р. Бол. Исса нижняя часть свиты представлена кристалло-лигностическими туфами андезитов темно-серой окраски с псаммитовой структурой. Они состоят из обломков (1—3 мм) плагиноклазов, порфиритов и фельзитов, сцементированных пелловым материалом.

Среднюю часть свиты составляют андезиты серые и зеленоватые серые с микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены таблитчатыми и призматическими кристаллами плагиноклаза размером от 0,2 до 2 мм. Плагиноклазу развизуются серицит, биотит и хлорит.

В верхней части разреза свиты преобладают агломератовые лавы андезитов, состоящие из обломков андезита размером от 0,3 до 10 см с порфировой структурой. Во вкрапленниках плагиноклаз сильно измененный с ясно выраженными полисинтетическими двойниками. Цементирующая масса — лава среднего состава с микролитовой структурой основной массы и редкими вкрапленниками плагиноклаза.

Андезиты большинской свиты, обнажающиеся по правому берегу р. Бол. Исса, по внешнему виду несколько отличаются от вышеописанных. Это зеленовато-лиловатые и коричневатые серые плотные породы с большим количеством вкрапленников плагиноклаза и пироксена размером до 5 мм. Вкрапленники плагиноклаза представлены идиоморфными призматическими и таблитчатыми кристаллами, по которым развиваются серицит и

карбонат. Пироксен часто почти нацело замещен хлоритом. Основная масса состоит из слабоскарпесталлизированного вулканического стекла, микролитов плагиноклаза и тонкораспыленного рудного минерала.

Туфы, залегающие среди андезитов, состоят из обломков плагиноклазов, реже порфиритов, сцементированных тонкозернистым глинисто-пелловым материалом, который интенсивно хлоритизирован. Размеры обломочного материала 0,2—4,0 мм. Мощности эффузивных образований большинской свиты около 1300 м. Возраст свиты определяется на основании литолого-петрографического сходства с породами, развитыми в районе пос. Тыр, которые охарактеризованы флорой нижней части сенокса (определение В. А. Вахрамеева). Подтверждается это и стратиграфическим положением свиты, залегающей на соседнем к юго-западу листе, вероятно, с угловым несогласием на предположительно туронских отложениях.

Сенокский надъярус и датский ярус объединенные

Татаркинская свита (Ст_{2b})

Татаркинская свита залегает согласно на большинской свите. Однако в ряде мест вследствие захвата вулканизмом новых площадей во время формирования татаркинской свиты образования последней перекрывают более древние породы складчатого основания. Породы этой свиты слугают значительные площади в нижнем течении р. Бол. Исса, на водоразделе р. Бол. Исса — оз. Чля, в бассейне р. Тывгина и в верховье ключа Каменистый. По вещественному составу свита преимущественно вулканическая; она состоит из дацитов, плагиотпорфиров, кварцевых порфиров, реже андезитов.

Наиболее полный разрез образований татаркинской свиты наблюдается в нижнем течении р. Бол. Исса. Здесь в основании свиты залегают туфолавы кварцевых порфиров, плотные, крепкие, серой, темно-серой и розоватой окраски. Они состоят из фельзитовой основной массы, в которую включены вкрапленники и обломки различных горных пород и минералов.

Во вкрапленниках присутствуют кварц, пелитизированный плагиноклаз с неясными полисинтетическими двойниками и клинчатый полевой шпат, имеющих таблитчатую форму кристаллов. Обломочный материал состоит из кварца, плагиноклаза, калиевого полевого шпата, порфиритов с микролитовой структурой основной массы, кислых эффузивов с микролитовой или сферолитовой структурой основной массы, вулканического стекла, лавы алевролитов и хлорит-серицитовых сланцев.

Среднюю часть разреза слугают плагиопорфиры и дациты. Плагиопорфиры — розовато-серые и светло-серые, почти белые породы. Вкрапленники в них представлены плагиноклазом, реже биотитом. Размер их колеблется от 0,5 до 4 мм. Плагиноклаз

белый или желтоватый с таблитчатой или призматической формой кристаллов; обычно серпигитизирован и эпидитизирован. Биотит встречается в виде редких листочков размером до 1,0 мм, часто замещенных рудным минералом и хлоритом. Основная масса состоит из микрофельзитового кварц-полевошпатового агрегата.

Далиты окрашены в темно-сиреневый, коричневый и зелено-вато-серый цвет и имеют порфиоровую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом, олигитом, иногда кварцем. Размер их колеблется от 0,1 до 3 мм. Основная масса микрофельзитовая, криптокристаллическая, на отдельных участках микролитовая.

Верхнюю часть разреза составляют фельзиты, обычно белые или окрашенные в светло-розоватые или зеленоватые тона. Они состоят из микрофельзитового кварц-полевошпатового вещества. Иногда на фоне микрофельзитовой массы выделяются более крупные изометричные зерна кварца с распыляемыми очертаниями.

В бассейне р. Аври обнажаются кварцевые порфиры и туфолавы кварцевых порфиров с вкрапленниками кварца и плагиоклаза, заключенных в микрофельзитовой основной массе. Кварц выражен идиоморфными кристаллами размером от 0,5 до 3 мм. Плагиоклаз присутствует в виде призматических таблитчатых зерен. Основная микрофельзитовая масса сложена тонкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом.

Туфолавы кварцевых порфиров состоят из обломков плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, вулканического стекла, реже порфиритов, цементированных микрофельзитовой основной массой.

В бассейне р. Тывлина на отложениях нижнего мела залегают кислые эффузивные породы, состоящие в основном из туфолав кварцевых порфиров. Это серые, реже желтовато-серые породы, сильно трещиноватые, ожелезненные с вкрапленниками кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки и обломками тех же минералов, а также обломков песчаников, роговиков, глинистых сланцев, реже порфиритов. Основная масса микрофельзитовая, хлоритизированная и эпидитизированная.

В верховьях рек Бол. Исса и Гырман распространены кварцевые порфиры и андезиты. Кварцевые порфиры состоят из микрофельзитовой основной массы, среди которой выделяются вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита.

Андезиты — серые и темно-серые породы с порфировой или афировой структурой; они подразделяются на роговообманковые и пироксеновые андезиты, причем преобладают первые.

Роговообманковые андезиты имеют микролитовую и андезитовую основную массу; вкрапленники в них представлены пла-

гиоклазом и роговой обманкой. Плагиоклаз (андезин, близкий к лабрадору) сравнительно свежий, имеет таблитчатую форму кристаллов. Роговая обманка присутствует в виде удлиненных ромбоэдрических и призматических кристаллов с характерной опалитовой оторочкой.

В пироксеновых андезитах вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин) и моноклинными пироксенами (авгит и диопсид). Основная масса микролитовая, участками пилотакитовой и микропоякитовой структуры. Рудный минерал встречается в виде мелкорассеянной пыли. Иногда андезиты сильно изменены. Плагиоклазы выщелочены или замещены кальцитом, мелкочешуйчатым серпигитом. По роговой обманке развиваются хлорит, вторичный амфибол, кальцит.

Мощность пород татаркинской свиты в бассейнах рек Бол. Исса и Аври примерно 1200—1300 м.

Возраст этой свиты устанавливается на основании сопоставления с тождественными эффузивными породами, развитыми к югу и юго-западу от описываемой площади, где в правобережной части р. Амур в районе пос. Сузанино, а также у пос. Нов. Кабель была обнаружена флора В. А. Вахрамеев, произведяший определение этой флоры, считает, что подобный комплекс растений характеризует верхнюю часть верхнего отдела мела. Учитывая, что в пределах смежного к югу листа (N-54-XXVII) на татаркинской свите залегает не менее мощная маломихайловская свита, содержащая флору типичного цаганского комплекса (дат), возраст татаркинской свиты, по-видимому, можно считать верхнеэоценовским (маастрихтским).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Налевская свита (P_{гн})

Отложения налевской свиты на описываемом листе распространены ограниченно. Они встречаются лишь в левобережной части р. Бол. Исса, в 17 км от с. Бол. Власьево, где лежат несомненно на размытой поверхности образований татаркинской свиты и представлены глинами, суглинками, туфогенными песчаниками с маломощными прослоями углистых сланцев и бурых углей.

Первые эти отложения были обнаружены И. А. Преображенским, а детально были изучены Д. П. Рогожиным. В карьерах, заданных им, В. Д. Данилович в 1934 г. описал следующий разрез (снизу):

1. Туфогенные песчаники зеленовато-бурые. Более	15	м
2. Глина желтовато-серая, очень плотная, с галькой глинистых сланцев	0,27	"
3. Глина серая, сильно уплотненная, сланцеватая, брекчиевидная, со следами зеркал скопления	0,66	"
4. Глина светло-серая, слабо углистая, плотная	0,28	"
5. Сланец углистый, темно-серый	0,06	"

6. Бурый уголь плотный, блестящий	0,2—0,25 м
7. Сланец углистый темно-бурый, рыхлый с облупленными растлевыми остатками	0,23 "
8. Суглинок серый, плотный, с гравием и облупленными растлевыми остатками	0,15 "
9. Глина серая, плотная, сланцеватая, с облупленными растлевыми остатками	0,25 "
10. Черная сажа с тонкими прослоями и линзами углистой глин	0,37 "
11. Суглинок коричнево-серый, светлый, плотный, с обильными растлевыми остатками	0,1 "
12. Суглинок серый, плотный, с большим количеством кремнистой гальки, с растлевыми отпечатками	0,4 "
13. Суглинок плотный, серый с тонким (2 см) прослоем углистого сланца	0,35 "

В коричневато-серых суглинках (слой 11) В. Д. Даниловым найден флора, среди которой А. Н. Криштофович установил: *Osmunda sachalinensis* Ktze n. sp., *Sequoia langsdorffii* Heer, *Dictorhynchium* sp. Эта флора указывает на палеогеновый, точнее на верхнеэоценовый или олигоценновый возраст отложений. Мощность последних, по-видимому, не превышает 60—70 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Кизинская свита (Nks)

Породы этой свиты широко развиты в южной половине описываемого района (бассейны рек Бол. Исса и Коль и к северу от оз. Чля). Слагают свиту базальты, долериты, реже андезитобазальты. Туфов почти нет, что говорит, очевидно, о трещинных излияниях. Заглегает они с угловым несогласием на всех более древних породах.

В немногочисленных коренных выходах в долине р. Бол. Исса видно, что породы кизинской свиты разбиты трещинами различных направлений, среди которых преобладают вертикальные. Вследствие этого породы обнаруживают характерную столбчатую отделенность.

Излияние лав основного состава было неоднородным. Об этом свидетельствует частое чередование маломощных пластов (покровов), состоящих из темных плотных базальтов, переходящих сверху в пористые и, наконец, пузрычатые бурые базальты. Для иллюстрации строения свиты приведем разрез, описанный в среднем течении р. Бол. Исса (снизу):

1. Базальты темно-серые, ноздреватые с вкрапленниками платноклаза и пироксена размером от 0,2 до 1,0 мм	11 м
2. Базальты черные мелкопористые с афировой структурой	11 "
3. Базальты темно-серые, плотные с редкими мелкими (до 0,5 мм) вкрапленниками платноклазов и пироксенов	10 "
4. Базальты черные, ноздреватые с афировой структурой	5 "
5. Базальты черные с редкими мелкими порами, вкрапленниками платноклаза и пироксена размером до 1,0	10 "

6. Базальты бурые, пористые, переходящие в ноздреватые вкрапленниками платноклаза и пироксена	27 м
7. Базальты темно-серые, плотные с вкрапленниками платноклаза, пироксена, реже оливины	16 "
8. Базальты буровато-серые, ноздреватые с афировой структурой	10 "
Общая мощность 100 м.	

По минералогическому составу среди базальтов свиты выделяются: пироксеновые базальты с гиалопидитовой структурой основной массы, оливино-пироксеновые базальты с гиалопидитовой или интерсерпентальной структурой основной массы, оливиновые базальты с гиалопидитовой или микродолеритовой структурой основной массы.

Пироксеновые базальты это преимущественно порфировые породы, по текстурным особенностям пористые или плотные. Вкрапленники представляются гиапоклазом, реже ромбическим пироксеном. Основная масса сложена темно-бурым, почти черным неополаризующим вулканическим стеклом с незначительным количеством микролитов гиапоклаза, мельчайших зерен ромбического пироксена и рудного минерала. Фенокристаллы гиапоклаза размером от 0,2 до 1,0 мм имеют идиоморфные призматические и таблитчатые очертания. Они воляно-прозрачны с резко выраженными полисинтетическими двойниками или расплывчатой зональным строением. Ромбический пироксен присутствует в виде идиоморфных призматических зерен размером от 0,1 до 0,5 мм с заметной спайностью и слабо выраженным плеохроизмом в зеленовато-розоватых тонах, характерных для гиперстена.

Пироксено-оливиновые базальты порфировой или афировой структуры. В порфировых разностях вкрапленники (3—5%) представляются гиапоклазом, оливином и ромбическим пироксеном. Гиапоклаз имеет таблитчатую или лейстовидную форму, размер кристаллов 1,0 мм, сильно замутнен и участками оплавлен. Оливин образует изометричные зерна размером до 0,2—0,5 мм, которые почти нацело замещаются красновато-бурым идиингитом. Ромбический пироксен присутствует в виде призматических или изометричных зерен размером 0,1—0,3 мм. Основная масса гиалопидитовой или интерсерпентальной структуры. В первом случае она сложена темно-бурым вулканическим стеклом, в котором беспорядочно расположены лейстовидные или таблитчатые зерна гиапоклаза, изометричные зерна ромбического пироксена и рудного минерала. Во втором случае основная масса состоит из гиапоклаза, оливины и моноклинного пироксена, промежутки между которыми заполнены вулканическим стеклом с тонкорасплетленным рудным минералом.

В оливиновых базальтах вкрапленники представлены гиапоклазом и оливином, погруженными в основную массу гиалопидитовой или микродолеритовой структуры. Гиапоклаз присутствует в виде идиоморфных таблитчатых или лейстовидных кри-

сталлов размером от 0,2 до 1,5 мм с резко выраженными полисинтетическими двойниками. Оливин образует изометричные зерна размером 0,5—1,0 мм. Основная масса гялопигитовой структуры состоит из вулканического стекла, микролитов и лейцитовидных зерен оливина и рудного минерала. Основная масса микродогеритовой структуры почти полностью раскристаллизована и сложена микролитами платиоклаза, между которыми заключены более или менее изометричные зерна оливина, ромбического или моноклинного пироксена и мельчайшие зерна рудного минерала.

Долериты в кизинской свите не имеют широкого развития. Среди них выделяются мелкозернистые и среднезернистые плотные породы от темно-серого до черного цвета и среднезернистые серые с пористой текстурой. Они подразделяются на пироксеновые, пироксено-оливиновые и оливиновые долериты.

Пироксеновые долериты это обычно порфиоровые или афирровые породы с догеритовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены платиоклазом, обычно таблитчатой формы, размером 1—1,5 мм. Основная масса состоит из лейцитовидных зерен и табличек платиоклаза, в промежутках между которыми расположены более или менее изометричные зерна ромбического и моноклинного пироксена.

Пироксено-оливиновые долериты обладают догеритовой основной массой, среди которой выделяются вкрапленники платиоклаза и оливина. Размер вкрапленников колеблется от 0,5 до 3—5 мм.

В оливиновых долеритах вкрапленники представлены платиоклазом и оливином. Основная масса догеритовой или пойкилофитовой структуры; она состоит из лейцитовидных зерен платиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала.

Андезиты-базальты и андезиты встречаются в свите очень редко. Андезиты-базальты — порфиоровые породы с микролитовой или микродиабазовой структурой основной массы. Во вкрапленниках присутствует платиоклаз и моноклинный пироксен. Размеры вкрапленников колеблются от 0,5 до 1,5 мм. Основная масса состоит из микролитов платиоклаза, мельчайших зернышек моноклинного пироксена, тонкораспыленного рудного минерала и слабообраскристаллизованного вулканического стекла. Платиоклаз в основной массе и во вкрапленниках по составу отвечает андезиту № 42.

В андезитах вкрапленники состоят из моноклинного пироксена и более редко платиоклаза — андезина № 39. Основная масса содержит два различных микролиты платиоклаза, погруженные в слабообраскристаллизованное вулканическое стекло, в котором развивается бледно-зеленый хлорит.

Мощность эффузивных пород кизинской свиты 300—400 м. Взаимоотношение базальтов свиты с подстилающими породами устанавливается на левом берегу р. Бол. Исса, в 17 км

выше по течению от пос. Бол. Власьево. Здесь базальты залегают на угленосных отложениях, охарактеризованных флорой олигоцена. На соседнем листе N-54-XXVIII в районе мыса Начбах базальты этой же свиты также залегают на пресноводных олигоценовых отложениях. Поэтому базальты и андезиты кизинской свиты условно могут быть отнесены к неогену.

Липариты, дациты (А N)

Липариты и дациты согласно залегают на нижегжащих базальтах и андезитах неогенового возраста. Они образуют незначительные покровы в районе гор Бедая Гора и Красная Горка.

Нижняя часть разреза сложена дацитами и андезито-дацитами. Это литовато-серые, сиреневые и коричневые породы, иногда пористые, с порфировой структурой. В порфиоровых выделениях дациты содержатся платиоклаз и биотит. Платиоклаз-андезин № 32—40 имеет резко идиоморфные таблитчатые или призматические кристаллы с отчетливыми полисинтетическими двойниками и зонарным строением. Биотит наблюдается в виде удлиненных листочков коричневого-бурого или красноватого цвета с оплавленными и опалитизированными краями. Основная масса гялопигитовой структуры состоит из бурого вулканического стекла, в которое погружены редкие микролиты платиоклаза. На отдельных участках по мере уменьшения стекла основная масса приобретает микролитовое строение. Иногда встречаются витрофиоровые разновидности дацитов, в которых основная масса состоит из бурого почти нераскристаллизованного слабоволокнистого стекла с единичными микролитами. Дациты часто каолинизированы, обогащены мелкими зернами магнетита, пронизаны порами и пустотами, заполненными слабообранжевым опалом и гидроокислами железа.

Андезито-дациты отличаются от дацитов появлением во вкрапленниках единичных кристаллов роговой обманки и пироксена. Основная масса обладает микролитовой и андезитовой структурой.

В. Д. Данилович (1934ф) приводит следующие химический состав белогорских дацитов (в %): SiO_2 68,88, Al_2O_3 17,12, Fe_2O_3 2,59, FeO 0,33, MgO 0,36, CaO 0,62, Na_2O 3,54, K_2O 4,95.

Числовые характеристики по Заварицкому: $a = 14,5$, $c = 0,72$, $b = 9,18$, $s = 75,6$, $d' = 67,6$, $f = 25,9$, $m' = 6,4$, $n = 52$, $\varphi = 23$, $Q + 20,48$.

Как видно из анализа, порода пересыщена глиноземом и по своим числовым характеристикам близка к дацитам среднего состава по Дэли. По сравнению с последними она отличается несколько меньшим количеством фермических компонентов и повышенным содержанием щелочей.

В верхней части разреза участвуют развитые липариты, фельзиты и трахиты.

Липариты — белые и светло-серые породы, иногда с желтоватым или розоватым оттенком; некоторые разновидности имеют отчетливо выраженное флюидальное строение. Во вмещающих как присутствует калиевый полевой шпат, плагиоклаз, реже биотит. Калиевый полевой шпат — аноктоклаз, водно-прозрачный, стекловатый, с размером табличчатых или короткопризматических кристаллов 0,5—1,0 мм. Плагиоклаз — андезин № 30—32 имеет призматическую форму кристаллов. Единичные листочки буровато-коричневого биотита и красно-бурого обожженного рубеллана обладают резко выраженным плеохроизмом. Основная масса стекловатая, часто с большим количеством кристаллитов; на отдельных участках переходит в сферолитовую, микрофельзитовую, микрозернистую и микропильчатую структуру.

По мере уменьшения в липаритах количества вмещающих пород приобретает фельзитовый облик. Фельзиты сохраняют ту же структуру основной массы (чаще микрозернистую и микрофельзитовую), что и липариты.

Трахиты состоят преимущественно из основной массы и редких вмещающих калиевого полевого шпата и красно-бурого биотита (рубеллана). Основная масса светло-бурая, с флюидальным строением за счет постоянного расположения поразному раскристаллизованных участков. Преобладает трахитовая структура, в которой микролиты калиевого полевого шпата и реже плагиоклаза обнаруживают субпараллельную ориентированность. Участки с трахитовой структурой перемежаются с микрозернистой основной массой. Трахиты имеют большое количество минералов, которые образованы опалом, халцедоном, гребчатым кварцем и цеолитами. Реже встречаются трахиты с пиллопильчатой структурой основной массы. Для них характерно присутствие небольшого количества вмещающих водно-прозрачного калиевого полевого шпата и единичных листовкоз опацигированного коричневого-бурого биотита. Основная масса бурая, стекловатая, в которой плавают микролиты калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Пиллопильчатая структура с уменьшенным стекловатым базисом переходит в микролитовую, а на отдельных участках в трахитопильчатую.

К востоку от оз. Цля обнажаются молодые по возрасту эффузивные породы липарито-дацитового состава. Они окрашены в светло-серые, розоватые и сиреневые тона и характеризуются присутствием большого количества вмещающих (до 40—45%) плагиоклаза, кварца, реже биотита и ротовой обманки; размеры фенокристаллов колеблются от 0,5 до 5,0 мм. Плагиоклаз с резко выраженными зонарным строением и полисинтетическими двойниками по составу отвечает андезину, иногда в центральных частях близок к лабрадору. Кварц сильно корродирован и оплавлен. Ромбоэдрические и призматические кристаллы амфибола по углу угасания, резкому плеохроизму и

рельефу можно отнести к базальтической роговой обманке. Биотит содержит включения магнетита и апатита. В единичных случаях встречаются короткостолбчатые кристаллы пироксена. Основная масса сферолитовая, участками микропильчатая и микрографическая, реже пилотаксидовая. В породах встречается небольшое количество минералов, сложенных цеолитами сферолитового строения.

Мощность толщи липаритов и дацитов около 200—300 м. В липаритах содержится обломки базальтов размером от 1 до 15 см. Перерыв между излияниями основных и кислых эффузивных пород был, по всей вероятности, незначительный, поэтому возраст липаритов можно считать неоленовым, может быть, плиоценовым.

Плиоцен — нижний отдел четвертичной системы (N₂+Q₁)

В центральной низменной части территории листа на значительных площадях развиты рыхлые или слабоцементированные озерно-аллювиальные отложения. Эти отложения, вскрытые рядом разведочных скважин (трест «Приморзолото») и лежащие на базальтах и складчатом мезозойском фундаменте, представлены глинами, серыми и синими, илстыми песками, разнозернистыми, слабоцементированными галечниками, состоящими из хорошо окатанной гальки различных пород. В верховье кюча Новый скв. 11 вскрыт следующий разрез этих отложений (сверху):

1. Торф бурый, плохо разложившийся	3,45 м
2. Глина серая, вязкая	2,5 "
3. Глина с галькой и гравием гранита, глинистого сланца, кварца	1,0 "
4. Галечник, состоящий из гальки, реже валунов гранитов, глинистых сланцев и песчаников	2,95 "
5. Глина вязкая, пластичная, серая, с включением гальки и гравия	0,45 "
6. Глина серая, пластичная, с гнездами песка	1,0 "
7. Глина серая, с гравием различных пород	1,5 "
8. Глина серая, гумусированная, с линзами плохо разложившегося торфа	1,0 "
9. Глина серая, с линзами торфа	1,5 "
10. Глина вязкая серая	4,05 "

На водоразделе рек Ул и Сивук скв. 28 вскрыт такой разрез расматриваемых отложений (сверху):

1. Гумусированный слой	1,0 м
2. Глина синяя, пластичная, илстая	0,8 "
3. Глина серовато-синяя, илстая, с включением щебня и гальки гранита	2,0 "
4. Песок синевато-серый, разнозернистый, с включением окатанной гальки гранитов и песчаников	2,0 "
5. Песок синевато-серый, плотный, с редкой галькой осадочных и интрузивных пород	2,2 "
6. Выветрелый песчаник	0,4 "

Из слоев 8, 9 и 10 предыдущего разреза были отобраны пробы на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы. В. Ф. Морозова установила во взятых образцах спорово-пыльцевые спектры следующего состава (в %): *Abies* 0,8; *Comiferae* 0,4; *Rododendrus* 2; *Picea* 26,3; *Pinus* 43,7; *Tsuga* 5,4; *Larix* 0,8; *Betula* 0,4; *Alnus* 1,6; *Sarripinus* 0,4; *Corylus* 0,4; *Taxodiaceae* 0,4; *Taxodium* (?) 1,6; *Sterculiaceae* 0,4; *Nyssa* 0,4; *Ulmus* 0,4; *Hydrocharitaceae* 0,4; *Erycaeae* 1,6; *Marsiliaceae* 1,6; *Polypodiaceae* 4; *Preteridium* 0,4, неопределенные 6,6. Приведенный спорово-пыльцевой спектр указывает на наличие в период формирования осадков широколиственно-хвойных лесов, где хвойные типа *Pinaceae* (*Pinus*, *Picea*, *Larix*, *Tsuga*) составляли до 73%. Значительное развитие имели семейства *Rododendraceae* и *Taxodiaceae*. По мнению В. Ф. Морозовой, данный спорово-пыльцевой спектр указывает, по всей вероятности, на плиоценовый и нижнечетвертичный возраст.

В этих же отложениях А. П. Жузе установила следующие диатомовые водоросли: пресноводные — *Melosira italica*, *Melosira varians*, *Diatoma elongatum*, *Fragilaria cafacina*, *Fr. constriens*, *Fr. vitrescens*, *Synedra alba*, *Syn. vaucheria*, *Socconeis placentalis*, *Gyrosigma attenuatum*, *Gyr. kitzingi*, *Naticula sinata*, *Nav. cari*, *Nav. sturteeverhii*, *Pinnularia major*, *Amphora ovalis*, *Gymbella ventricosa*, *Erithetaia Zebra*, *Nitzschia sp.* (изотипная); солоноводные — *Cyclotella striata*, *Nitzschia punctata*.

В таком составе перечисленные водоросли, по А. П. Жузе, датируют четвертичный возраст отложений.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения развиты на территории почти повсеместно, однако большей частью имеют незначительную мощность, превышающую 10 м только в пределах низменных равнин и в широких межгорных долинах. Наиболее распространены континентальные осадочные образования склонового и водного, в меньшей степени — элювиального и органогенного парагенетических рядов.

Несмотря на широкое развитие четвертичных отложений, они остаются недостаточно изученными, особенно в области их стратификации. Сложность разрешения вопроса стратиграфии обуславливается расположением района во внеледниковой области, что не позволяет пользоваться ледниковыми отложениями в качестве основных стратиграфических горизонтов, а также редкостью находок ископаемой фауны и флоры.

В основу стратиграфического расчленения в данном случае положены крупные изменения физико-географических и в первую очередь — климатических условий, которые отразились на вещественном составе отложений, характере содержащихся

в них микрофлористических остатков и запечатлелись в рельефе местности. Эти изменения проявлялись на фоне новейших коллагельных движений, характер которых фиксируется в сериях террас и закономерностях формирования осадков.

Средний и верхний отледы (Q₂₊₃)

Стратиграфически выше плиоцен — нижнечетвертичных осадков залегают нерасчлененные отложения средней и верхнечетвертичной эпохи, которые развиты почти на всех низменных участках территории и представлены комплексом смешанных аллювиальных и озерных отложений. По литологическому составу это суглинки, супеси, пески, глины и галечники, перекрытые сверху более или менее мощным слоем торфа. Мощность отложений 5—12 м.

Они слагают преимущественно аккумулятивные террасы озерно-речного происхождения. Их генезис установлен с помощью диатомового анализа. Так, по материалу Ю. Ф. Чемкова и Г. С. Ганешина, в глинах средней части разреза 18—20-меровой террасы в обнажении «Крутой Яр» на левом берегу р. Бол. Иска, в 2,5 км от пос. Бол. Власьево В. С. Шешуква-Поречкая описала 42 формы. Из них к морским формам относятся только обломки створок диатомовых из порядка *Centrales*, встречаемые в одном из образцов.

Многочисленные образцы из сборов Д. А. Кесслер в отложениях террас, примыкающих к заливу Стагья (мыс Орлова, к северу от Петровской косы) были проанализированы А. П. Жузе. Она установила большее содержание пресноводных форм (речных и озерных) четвертичного возраста. Среди них *Pinnularialata* (часто), *P. vitides* v. *intermedia* (нередко), *P. sp. sp.* (часто), *Eimolia exigua* (нередко), *Melosira italica* v. *Valdia* (часто), *Stauroneis phoenicenteron* (нередко), *Diplonris elliptica* cf. var. (нередко), *Pinnularia major* (часто), *Gymbella aspera* (часто), а также множество других пресноводных форм, которые встречаются в единичных случаях. Среди них иногда попадаются в завезуемо подчиненном соотношении солоноватоводные формы, большей частью указывающие на дельтовые условия осадконакопления. Основываясь на имеющемся к настоящему времени фактическом материале, мы принимаем генезис отложений смешанным, озерно-аллювиальным.

Возраст отложений устанавливается по данным спорово-пыльцевой анализа, произведенного В. Ф. Морозовой из отложений низменной равнины к северу от с. Бол. Власьево. Пыльца древесных пород представлена в основном березой (*Betula*) и ольхой (*Alnus*), которые в сумме составляют до 25%; значительный процент также падает на *Gramineae* (12%). Пыльца трав разнообразна и представлена злаковыми вересковыми

(*Eugassae*). Из спор очень много сфагновых и зеленых мхов, а также плаунов. Всего установлено пыльца и спор 481. Пыльца древесных растений (в %): *Betula* 23,4, *Pinus* 11,4, *Picea* 0,62, *Larix* 0,62, *Alnus* 1,8, *Corylus* 1,6; пыльца трав и кустарников: *Eugassae* 24,5 *Artemisia* 0,41, *Onograssae* 0,8, *Labiales* 0,41, *Compositae* 0,23, *Ranunculaceae* 1,24, *Gramineae* 2,7, *Scropharid-laceae* 0,41, *Umbelliferae* 0,27, *Lecythinosae* 1,24, *Surgrassae* 1,77; неопределенные 1,24; споры *Sphagnum* 24,1, *Polypodiaceae* 1,24, *Brugales* 1,24.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют довольно суровые климатические условия, существовавшие в период формирования осадков и могут быть датированы неополденном (Q_3).

Принимая во внимание, что микрофлористически характеризованы лишь верхние горизонты отложений, следует полагать, что вся толща включает, по-видимому, и среднечетвертные отложения.

Верхний отдел (Q_3)

Верхнечетвертинный отдел представлен аллювиальными отложениями II надпойменной, преимущественно аккумулятивной террасы, прослеженной на значительных площадях по долине р. Бол. Ирка и наибольшими участками по рекам Коль, Уг и Бол. Мырян. Сложены они супесями, суглинками, песками и галечниками.

По р. Бол. Ирка описаны следующие разрезы II надпойменной террасы:

1. Суглинок серый мелкокомковатый вязкий рыхлый	1,62 м
2. Песок бурый разнозернистый с галькой кварцевых порфиров размером до 25 см	1,2 "
3. Суглинок серый ожелезненный влажный	0,10 "
4. Галечник, сцементированный разнозернистым песком; размер гальки 5—6 см	1,75 "

И ниже по течению:

1. Глина влажная пластичная с редкими щебнем базальта	0,4 м
2. Глина коричневатая комковатая свежая	0,7 "

На южном участке, где широко развиты базальты, в строении террасы принимает участие большее количество суглинков и глин.

Мощность отложений не превышает 4,0 м, возраст их устанавливается только по аналогии с отложениями II надпойменной террасы, развитой в смежных районах, в которой был обнаружен небольшой спорово-пыльцевой спектр с *Betula*, *Alnus* и *Picea*, характеризующий холодный влажный климат верхнечетвертичного времени.

Современный отдел (Q_1)

К современному отделу относятся морские, аллювиальные, озерные и болотные отложения.

Морские отложения слоятся I морскую террасу высотой 2—3 м, современную (0,5—1,0 м) террасу, заливаемую во время больших приливов, морской пляж и полосу осушки — лайд. Они представлены песками, суглинками и реже — галечниками. Верхнюю часть террасы обычно слоятся темно-серые иловатые суглинки мощностью 0,2—0,5 м, перекрывающие торфом.

Ниже приводятся разрезы отложений первой морской террасы у мыса Невельского:

1. Песок серовато-коричневый, мелкозернистый кварцевый с галькой	0,15 м
2. Гравий с галькой размером от 0,5 до 3 см	0,13 "
3. Песок серый, разнозернистый, рыхлый, вязкий с прослойки галечника мощностью до 1,5 см	0,87 "

Ниже в устье р. Бол. Ирка:

1. Песок светлый, среднезернистый, кварцевый	0,35 м
2. Песок желтово-бурый крупнозернистый кварцевый с включением плоской гальки размером до 6 см	0,7 "

На отдельных участках (севернее устья р. Уг) терраса перекрыта мощным (до 2 м) слоем торфа и сложена преимущественно глинами и галечниками.

Первая озерная и аллювиальная террасы сложены: первая преимущественно суглинками и глинами, вторая — в верховьях долин гравием, галькой и валунами с примесью суглинка и супеся, в нижнем течении — суглинками, супесями, песками с включениями гравия и гальки, количество которых резко возрастает в нижней части разреза. По заключению А. П. Жузе, эти отложения содержат морские и солоноватоводные диатомовые водоросли голоценового возраста. Голоценовый аллювий слоятся пойму и I надпойменную террасу.

На низменных пространных широко развиты торфяники мощностью от 0,5 до 3 м, в отдельных случаях до 5 м.

Отложения поймы, лагды, торфяники и золовые образования имеют, несомненно, современный возраст.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы в исследуемом районе представлены преимущественно гранитами и гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами и кварцевыми монзонитами. Они слоятся юго-восточную часть Бики-Ульского и северную часть Гырманского массивов, заходящих в пределы территории листа, а также ряд мелких штокообразных тел, расположенных вблизи крупных массивов.

Бичи-Ульский интрузивный массив расположен в северной части территории, на междуречье Ул-Тавервей — Горбушечный Ключ, образуя скальные обрывы на побережье от мыса Литке до пос. Тавервей. Массив площадью около 250 км² вытянут в северо-восточном направлении, в плане имеет грубоовальную форму с неровными, сильно извилистыми очертаниями. Вокруг массива наблюдаются многочисленные мелкие (до 1—2 км²) интрузивные тела, являющиеся, по-видимому, сателлитами Бичи-Ульской интрузии. В пределах массива нередко можно встретить остатки кровли ороговикованных вмещающих пород, которыми служат верхнеюрские и нижнемеловые осадочные отложения и верхнесенонские эффузивные образования. Контакты с ними изменяются от сравнительно крутых до очень пологих. В верховьях ручья Горбушечный Ключ и в устье ключа Попова контакты тектонические. Инъекционные контакты интрузивов с вмещающими породами наблюдались в районе горы Сахарная Головка, где от лейкократовых гранитов, контактирующих с андезито-дацитами татаркинской свиты, отходят аплиты аллитов, а также в районе мыса Литке, на юго-восточном склоне высоты 548,0, где прожилки и неправильные тела гранитоидов секут верхнесенонские кварцевые порфиры. Контактный метаморфизм выражается в интенсивном ороговиковании эффузивных пород и особенно — осадочных отложений. Ширина зоны контактово измененных пород колеблется от 1,0 до 3—4 км.

Бичи-Ульский массив сложен гранитами и гранодиоритами. Наибольшим распространением пользуются биотитовые и розовато-розоватые граниты светло-серого цвета с желтоватыми или розоватым оттенком. Обычно они связаны с гранодиоритами серий постепенных переходов. Нередко в гранитах наблюдается подосчатая текстура, образованная субпараллельной ориентировкой листочков биотита. Гранодиориты — серые, среднекристаллические, плотные и массивные породы, в основном слагают северо-западную и южную периферические части интрузива. В гранитах и гранодиоритах, слагающих апикальные части массива, наблюдаются шпировые выделения диоритового или диорит-монцитового состава (побережье в районе мыса Литке). В центральной и юго-западной частях массива среди гранитов резко выделяется два участка, сложенные мелкокристаллическими лейкократовыми гранитами светло-серого и желтовато-розового цвета. Среди лейкократовых гранитов обособляются крупнокристаллические пегматоидные граниты светлого, почти белого цвета с отчетливыми порфировыми выделениями дымчатого кварца. В гранитах и гранодиоритах часто наблюдаются шпировые выделения аллитов и пегматитов.

В пределах Бичи-Ульского интрузивного массива встречаются многочисленные и весьма разнообразные по своему составу дайковые и жильные образования.

Гранодиориты (γDg) массивные серые среднекристаллические породы, состоящие из плагиоклаза (40%), калиевого полевого шпата (15%), кварца (20%), роговой обманки (15%), биотита (%). Среди них встречаются гибридные разновидности граномонцитового состава, содержащие до 70% калиевого полевого шпата, 12—15% кварца и 10—20% роговой обманки и биотита.

Плагиоклаз — андезин № 35 представлен prizmatическими или таблитчатыми полисинтетически сдвойненными кристаллами размером до 2—2,5 мм. Ксеноморфные зерна (0,6—0,8 мм) калиевого полевого шпата, сильно пелитизированного, иногда с пертитовыми вростками, заполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза и темновесных минералов. Кварц встречается в виде неправильных зерен (0,2—0,3 мм). Шестоватые кристаллы роговой обманки размером до 2—2,5 мм, иногда с двойниковым строением и резко выраженным плеохроизмом от зеленого до светло-буроватого цвета, часто находятся в реакционном сростании с реликтовыми остатками зерен пироксена; $c:Ng=14^\circ$. Бесцветный пироксен ($c:Ng=57^\circ$) замещается обычно чешуйками биотита, хлорита и волокнистого актинолита. Редкие листочки и пластинки биотита (0,5—1,0 мм), резко плеохроизирующего от темно-коричневого (по Ng) до светло-бурого (по Np), рассеяны по всей породе. С темновесными обычно ассоциируют зерна рудного минерала. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном.

Структура породы гнидамоморфнозернистая, в периферических частях массива порфировая. Размер зерен первой генерации 3—3,5 мм, второй 0,3—1,0 мм.

Анализы производились из гибридных пород (граномонцитов) Бичи-Ульского массива. Результаты их таковы (в %):
 1. SiO₂ 63,08; TiO₂ 0,40; Al₂O₃ 18,02; Fe₂O₃ 2,64; FeO 2,50; MnO 0,2; MgO 2,50; CaO 3,64; Na₂O 2,8; K₂O 4,45.

Параметры по Заварицкому: $a=12,6$; $c=4,1$; $b=2,8$; $S=71,6$; $Q+13,7$; $f=51,0$; $m'=48,3$; $t=0,4$; $f=24,8$.
 II. SiO₂ 62,8; TiO₂ 0,54; Al₂O₃ 17,29; Fe₂O₃ 2,34; FeO 2,05; MnO 0,05; MgO 1,93; CaO 3,87; Na₂O 3,0; K₂O 4,60.

Параметры по Заварицкому: $a=13,6$; $c=4,9$; $b=7,9$; $a=2,8$; $s=73,6$; $Q+15,6$; $f=50,0$; $m'=42,1$; $n=49,4$; $t=0,6$; $f=24,5$.

Как можно заключить, граномонциты относятся к типу пересыщенных глиноземом и слабо пересыщенных кремнеземом пород; отличаются от пород нормального ряда повышенным содержанием К-минералов.

Биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты (γPg) — светло-серые, розовато- и темновато-серые от мелко- до крупнокристаллических плотных массивных пород. Составляют они из плагиоклаза (30—45%), калиевого полевого шпата (25%), кварца (15—20%), биотита (8%), роговой обманки (5—10%).

Плагиоклаз — андезин — олигоклаз № 32 представлен призматическими или таблитчатыми кристаллами (от 0,6—1,2 до 2—3 мм); полисинтетически слвойнирован, иногда выражено неочетливое зональное строение. Калиевый полевой шпат встречается в виде крупных зерен (от 1,5 до 2—3 мм) неправильной или таблитчатой формы, иногда с пергитовыми вростками. Кварц наблюдается в виде неправильных зерен размером 0,5—1,0 мм, выполняющих промежутки между кристаллами полевых шпатов. Роговая обманка имеет сравнительно идиоморфную призматическую форму кристаллов (от 1,2 до 2—3 мм), часто с двойниковым строением и отчетливой спайностью; обычно они переполнены рудным минералом. Плеохроизм резкий от зеленого (по N_g) до светло-зеленовато-бурого (по N_p); $c:N_g=15^\circ$. Биотит представлен сравнительно крупными (до 1,5—2,0 мм) пластинками и листочками, резко плеохроичными от темно-коричневого (по N_g) до буровато-желтого по (N_p). Из акцессорных минералов встречаются сфен, апатит, циркон и рутил.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая, реже монцититовая.

Анализ роговообманково-биотитового гранита Бикчи-Ульского массива следующий (в %): SiO_2 67,16; TiO_2 0,48; Al_2O_3 15,59; Fe_2O_3 1,55; FeO 2,19; MnO 0,14; MgO 1,67; CaO 3,22; Na_2O 3,59; K_2O 3,06.

Параметры по Заварицкому: $s=76,8$; $a=12,4$; $c=3,9$; $b=7,0$; $Q+37,3$; $\frac{a}{c}=3,2$; $a'=9,8$; $m'=40,2$; $f=50,0$; $n=64,1$; $t=0,53$; $\varphi=18,6$.

На основании приведенного анализа можно заключить, что гранит относится к типу перещещенных кремнеземом и глиноземом пород, а также к группе пород, бедных щелочами. По числовым характеристикам он отклоняется от гранитов среднего состава по Дэли несколько повышенным содержанием калиевых полевых шпатов.

Лейкократовые граниты ($YrPg$) светло-серые с розоватым и желтоватым оттенком мелко- или среднекристаллические породы с отчетливыми порфиоровыми выделениями кварца и полевых шпатов размером до 5 мм. Составляют они из плагиоклаза (20—25%), калиевого полевого шпата (35—40%), кварца (30%), биотита (3—5%).

Плагиоклаз-олигоклаз № 23 представлен длиннопризматическими полисинтетически слвойникованными кристаллами размером от 1,5 до 2,5 мм. Калиевый полевой шпат сильно пегматизирован, имеет таблитчатую или неправильную форму кристаллов размером от 0,5 до 2,0 мм. Часто в них наблюдаются пергитовые прорастания. Кварц присутствует в виде неправильных зерен размером от 0,2—0,5 до 1,5 мм, выполняющих промежутки между полевыми шпатами. Биотит встречается в виде

идиоморфных пластинок или листочков размером от 0,2 до 2 мм зеленовато-бурого цвета с резким плеохроизмом от темно-зеленовато-бурого цвета по (N_p) до бледно-желтоватого (по N_g). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, рудным. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками аplitовидная.

Анализ лейкократовых гранитов Бикчи-Ульского массива следующий (в %): SiO_2 75,84; TiO_2 0,14; Al_2O_3 14,58; Fe_2O_3 0,55; FeO 0,66; MnO 0,01; MgO 0,60; CaO 0,77; K_2O 3,30; Na_2O 4,87.

Параметры по Заварицкому: $a=14,33$; $c=0,88$; $b=4,07$; $s=80,72$; $f=26,6$; $m=23,4$; $n=68,7$; $t=0,07$; $\varphi=10,9$; $a'=50,0$; $Q=+31,9$; $\frac{a}{c}=16,2$.

Как показывают данные анализа, граниты относятся к типу пород, перещещенных кремнеземом и глиноземом, к классу богатых щелочами. По числовым характеристикам они отклоняются от среднего состава гранитов по Дэли несколько пониженным содержанием темноцветных и являются промежуточными по разнообразию между гранитами и алякситами.

Крупнокристаллические лейкократовые граниты (пегматонидные) ($YrPg$) распространены в бассейне ключа Тропинов и в верховьях р. Вынга. Это средне- и крупнокристаллические породы светло-серого или светло-желтоватого цвета. Составляют они из калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза и очень небольшого количества биотита и мусковита. Преобладают сравнительно крупные (до 5—6 мм) слегка пегматизированные кристаллы калиевого полевого шпата — перлита, с ленточными, шахматными или ветвистыми микропергитовыми прорастаниями. Иногда в калиевом полевым шпате наблюдаются клиновидные вростки кварца, образующие микропегматитовую или микрографическую структуру. Реже кварц содержится в виде отдельных более крупных зерен, со слабовыраженным волнистым угасанием. Плагиоклаз — олигоклаз присутствует в незначительном количестве в виде таблитчатых и коротко призматических кристаллов размером до 2,5—3,0 мм с простым двойникованием по альбитовому закону. Единичные листочки биотита рассеяны по породе. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, реже монацитом, гранатом и буроватым патиистоокрашенным ортитом, титанитом и рудным.

Силикатный анализ лейкократовых пегматонидных гранитов Бикчи-Ульского массива следующий (в %): SiO_2 72,17; TiO_2 0,21; Al_2O_3 14,70; Fe_2O_3 0,51; FeO 1,25; MnO 0,07; CaO 0,23; MgO 0,75; K_2O 4,43; Na_2O 5,19.

Параметры по Заварицкому: $a=17,04$; $c=0,26$; $b=4,17$; $s=78,53$; $Q=+22,72$; $f=39,0$; $m=29,7$; $n=64,1$; $t=0,25$; $\varphi=9,4$; $a'=31,2$; $\frac{a}{c}=65,5$.

По приведенным данным анализа, граниты относятся к типу пород, пересыщенных алюминием и кремнеземом (класс 2) и группе, богатых щелочами. По числовым характеристикам они отклоняются от гранитов среднего состава по Дэли несколько пониженным содержанием темноперецветных компонентов и резким преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми. Мелкие интрузивные тела площадью от 0,4 до 1,9 км² расположены вблизи Бикич-Ульского массива, в бассейнах рек Ул—Вынга сложены преимущественно гранодиоритами, реже средне- и мелкокристаллическими гранитами и являются, вероятно, его сателлитами.

Гырманский интрузивный массив лишь северной своей частью заходит в пределы листа. Площадь его здесь 51,5 км². Он несколько вытянут в широтном направлении и имеет неправильные склоны, прорывает Верхнеурско-нижнемеловые осадочные отложения, а на севере—верхнесенонские дациты. Ширинка зоны контактово измененных пород колеблется от нескольких сотен метров на западе до 2—3 км на востоке. Это вероятно, зависит от различной крутизны контактов интрузива с вмещающими породами, полного погружающихся на востоке и северо-востоке и более круто—на западе.

Массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами и гранодиоритами, а в западной части—мелкокристаллическими лейкократовыми гранитами.

Биотитовые и розовообманково-биотитовые граниты (Prg) средне-, реже крупнокристаллические породы серого и розовато-серого цвета с массивной текстурой. Калиевый полевой шпат включает иногда кристаллы плагиоклаза-андезина № 40, образуя участками моноклиновую структуру. Кварц, по-видимому, находится в виде двух генераций: зерна первой генерации размером до 1,5—2,0 мм имеют неправильную форму и резко волнистое угасание; вторая генерация представлена более мелкими изометричными кристаллами размером до 0,1—0,2 мм. Интрузии Гырманского массива бедны акцессорными минералами, из которых встречается только рудный, вероятно, магнетит.

Ниже приводится анализ гранодиоритов Гырманского массива (в %):

1. SiO₂ 63,38; TiO₂ 0,56; Al₂O₃ 16,26; Fe₂O₃ 0,60; FeO 4,82; MnO 0,08; MgO 2,03; CaO 4,34; Na₂O 2,87; K₂O 5,19.

Параметры по Заварицкому: *a*—13,87; *c*—3,94; *b*—9,84; *s*—72,35; *Q*+13,02; *f*—52,4; *m*'—34,4; *c*'—13,2; *n*—46,0; *t*—0,74; φ —5,5; $\frac{a}{c}$ —3,5.

По данным приведенного анализа гранодиориты относятся к нормальному ряду, к типу пород, слабо пересыщенных кремнеземом, к группе, богатых щелочами. Гибридность пород

подтверждается резким повышением количества темноперецветных и высоким содержанием К—Na минералов.

II. Анализ гранодиоритов Гырманского массива (в %): SiO₂ 63,46; TiO₂ 0,67; Al₂O₃ 26,72; Fe₂O₃ 2,57; FeO 2,79; MnO 0,13; MgO 2,23; CaO 4,68; Na₂O 2,78; K₂O 3,32.

Параметры по Заварицкому: *a*—11,1; *c*—5,8; *b*—8,9; *s*—74,1; *Q*+20,3; *a*'—0,9; *m*'—43,0; *f*'—56,0; *n*—56,0; *t*—0,8; φ —54,8; $\frac{a}{c}$ —1,9.

По данным анализа гранодиориты относятся к типу пород, пересыщенных кремнеземом, к группе, бедных щелочами. По числовым характеристикам они отклоняются от среднего состава гранодиоритов по Дэли более пониженным содержанием кальциевых минералов.

Лейкократовые граниты (yPrg)—это розовато-серые плотные сливные породы с аллитовидной, участками микропегматитовой, структурой. Составляют они из кварца (45%), калиевого полевика шпата (40—50%), плагиоклаза (5—10%) и единичных листочков биотита. Кварц встречается в виде более или менее изометричных зерен размером 0,2—0,5 мм, реже 1,0 мм. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными кристаллами размером 1,5 мм с перлитовыми вростками, иногда с клиновидным прорастанием кварца. Редкие таблитчатые кристаллы плагиоклаза—олигоклаза характеризуются наибольшим идиоморфизмом. Биотит наблюдается в виде единичных пластинок размером до 1,0 мм с резким плеохроизмом в коричнево-бурых тонах. Акцессорные—анатит и сфен в ассоциации с рудным минералом.

Лейкократовые граниты Гырманской интрузии отличаются от мелкокристаллических лейкократовых гранитов Бикич-Ульского массива несколько более повышенным содержанием калиевого полевика шпата и кварца (до 40—50%) и резким уменьшением количества плагиоклаза и темноперецветных (до 5—10%).

Приводится анализ лейкократовых гранитов Гырманского массива (в %): SiO₂ 74,97; TiO₂ 0,13; Al₂O₃ 13,18; Fe₂O₃ 0,58; FeO 0,74; MnO 0,05; MgO 0,79; CaO 1,22; Na₂O 2,27; K₂O 5,52.

Параметры по Заварицкому: *a*—12,14; *c*—1,4; *b*—4,3; *s*—82,0; *Q*+37,7; *a*'—40,9; *m*'—30,3; *f*'—28,8; *n*—39,1; *t*—0,15; φ —12,1; $\frac{a}{c}$ —8,9.

Эти граниты относятся к типу пересыщенных кремнеземом и глинеземом, к группе пород, богатых щелочами. По числовым характеристикам они отклоняются от гранита среднего состава по Дэли пониженным содержанием темноперецветных минералов и калиевых шпатов; являются промежуточными разновидностями между гранитами и алескитами.

Кроме крупных массивов, на территории листа обнажается ряд мелких штокообразных тел, прорывающих нижнемеловые

осадочные отложения и перекрывающиеся неотновыми базальтами и глинами. Эти интрузивные тела площадью 6,1 км² у мыса Перовского, 4,5 км² в нижнем течении р. Уд, 1,6 км² в среднем течении р. Сивук, 2,1 км² в долине правого притока р. Тяпка сложены преимущественно гранодиоритами. Только несколько интрузивов, расположенных в южной части района среди поля верхнегловых вулканогенных образований (массивы горы Сахарная Головка площадью 0,9—1,2 км², гора Солыная 0,2—0,4 км², в верховьях ключа Зимник 1,1 км², р. Коль Средняя 0,4 км²) сложены диоритами и монзонитами.

Кварцевые диориты и диориты — зеленовато-серые мелкокристаллические породы массивной текстуры. Составляют они из плагиоклаза (50%), пироксена, биотита, роговой обманки (35—40%), кварца (5—10%).

Плагиоклаз — андезин № 46 встречается в виде призматических, реже таблитчатых слегка серпигитизированных и сосерпигитизированных кристаллов размером 1—2 мм с выраженными полисинтетическими двойниками и несильно зональным строением. Моноклинный пироксен представлен короткотаблитчатыми бесцветными кристаллами размером до 0,2—0,8 мм, переполненными точечными включениями рудных частиц; $c:Ng = 42^\circ$.

Роговая обманка наблюдается в виде шестоватых или призматических кристаллов размером 2—2,5 мм, резко плеохроичных в зеленых тонах; $c:Ng = 15^\circ$. Листочки бурого биотита размером 0,2—0,3 мм со слегка разведенными краями переполнены тонкораспыленными рудными частицами. Зерна кварца неправильной формы, размер их 0,1—0,2 мм; он затопляет промежутки между полевыми шпатами и темноцветными. Акцессорные представлены преимущественно рудными минералами. Структура породы гипидиоморфнозернистая, участками призматическозернистая.

В крупнокристаллических разновидностях диоритов (северо-восточный склон горы Солыной) размер кристаллов и плагиоклаза достигает 5—7 мм. Количество плагиоклазов в них возрастает. Увеличивается и их основность — до лабрадора № 53—54. Из темноцветных минералов преобладает роговая обманка, густо окрашенная в зеленый цвет, с резким плеохроизмом от синевато-зеленого (по Mg) до бледно-зеленовато-желтого (по Mg); $c:Ng = 18^\circ$. Структура породы порфириовидная, гипидиоморфнозернистая. По составу эти породы скорее приближаются к кварцевым габбро-диоритам, чем к диоритам.

Кварцевые монзониты ($\gamma\delta Pz$) слагают массив горы Сахарная Головка. Это серые и светло-серые, средне- и мелкокристаллические породы порфириовидного строения. Порфириовые выделения представлены плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом, роговой обманкой, пироксеном и биотитом.

Плагиоклаз — андезин № 46—48 имеет резко идноморфную призматическую или таблитчатую форму кристаллов размером 2,5 мм, иногда с зональным строением. Калиевый полевой шпат встречается в виде крупных ксеноморфных выделений размером до 5 мм, микропертитовыми или микропегматитовыми вростками. Роговая обманка представлена шестоватыми кристаллами размером 1,0 мм слабо плеохроичными в бледно-зеленых тонах. По роговой обманке развиваются хлорит или волокнистый актинолит. Моноклинный пироксен имеет более или менее изометричную форму кристаллов размером от 0,02 до 1,0 мм; он окрашен в слабо-буроватый цвет и переполнен мелкими тонкораспыленными рудными частицами. Пластинки биотита размером 0,5—1,0 мм рассеяны по всей породе. Они темно-бурого цвета, отличаются резким плеохроизмом, иногда хлоритизированы. Кварц присутствует в виде неправильных зерен размером 0,01—0,2 мм; выполняет промежутки между полевыми шпатами и темноцветными минералами. Акцессорные представлены апатитом, рутилом, сфеном и рудными минералами. Основная масса состоит преимущественно из плагиоклаза, реже роговой обманки и биотита с размером зерен 0,2—0,5 мм. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, участками монзонитовая или микропегматитовая.

Изложенные данные позволяют сделать некоторые выводы по интрузивам рассматриваемой территории. По времени образования они являются послекристаллическими и прорывают все нормально-осадочные и осадочно-вулканогенные образования верхнегловых и мелового возраста. Это обычно сложные интрузивные тела с небольшой глубиной эрозийного среза. Имеющийся фактический материал свидетельствует о большой роли процессов гидризма при формировании описанных интрузивных пород. Взаимоотношения между отдельными интрузивными породами на территории листа не наблюдались, но в северной части Бички-Ульского массива, у мыса Кулрянова наблюдаются активный контакт гранитов с кварцевыми диорит-монзонитами. Кроме того, получен материал о взаимоотношении различных интрузивных пород в результате наблюдений сложных интрузивных районов Нижнего Приамурья, а также северного Сихотэ-Алиня.

На основании всего этого можно принять, что формирование интрузивных пород в исследованном районе произошло в течение трех последовательных интрузивных фаз, относящихся, видимо, к одному интрузивному комплексу.

Первая фаза представлена кварцевыми монзонитами, монзонитами, кварцевыми габбро-монзонитами, диорит-монзонитами; вторая — биотитовыми гранитами, биотитово-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами; и третья — мелкокристаллическими лейкократовыми гранитами и крупнокристаллическими пегматоидными гранитами.

Нижняя возрастная граница интрузий устанавливается по активному контакту их с кварцевыми порфирами и дацитами верхнесенонского и датского возраста. Верхняя определяется залеганием неогеновых базальтов на размытой поверхности интрузивных пород. Таким образом, время внедрения интрузий падает скорее на нижний палеоген. Произведенные лабораторией ВСЕГЕИ анализы абсолютного возраста интрузий, разлитых на территории рассматриваемого листа, несколько противоречивы. Так, абсолютный возраст гранитов Бикчи-Ульского массива 70 млн. лет (нижний палеоген), тогда как возраст лейкократовых гранитов Гырманского массива 85 млн. лет, а гранодиоритов 105 млн. лет (середина мелового периода). Последние цифры явно не согласуются с геологическими данными, так как Гырманская интрузия прорывает дациты верхнесенонского возраста.

К интрузиям Бикчи-Ульского и Гырманского массивов приурочены рудопроявления молибдена, свинца, цинка, меди, расположенные за пределами исследуемого района. На территории листа с интрузиями связана редкоземельная минерализация. Из нерудных полезных ископаемых в Бикчи-Ульском интрузиве в аллитовидных прожилках и линзах пегматитов были встречены занорыши и гнезда, выполненные пезоокварцем.

ДАЙКОВЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Дайковые образования широко распространены в описываемом районе и приурочены преимущественно к его северной части. Встречаются дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, анлитов, пегматитов, пироксенитов, серпентинитов, андезитов и базальтов. Первые четыре дайковых тела простраиваются и по времени образования тесно связаны со всем комплексом палеогеновых интрузий и обычно приурочены к Бикчи-Ульскому и Гырманскому массивам или их экзоконтактовыми зонам.

Дайки, гранит-порфиры (уПг) и гранодиорит-порфиры (уПг) характеризуются резко изменяющимися мощностями — от 0,3—0,5 м до несколько десятков метров. Контакты их вертикальные, прямолinéйные. В подавляющем большинстве они простираются в северо-восточном или меридиальном направлении. Это светлые розовато-серые или желтоватые породы, иногда с зеленоватым оттенком, резко порфировидные. Вкрапленники представлены плагиоклазом (39%), калиевым полевым шпатом (35%), кварцем (20%), биотитом и рудным минералом (5—10%). Плагиоклаз (от олигоклаза № 25 до антезина № 38 в гранодиорит-порфирах) образует таблитчатые или призматические кристаллы размером от 0,5—2,0 до 10 мм. Они полисинтетически сдвоены, пелитизированы и срицитизированы. Калиевый полевой шпат представлен не-

правильными зернами (2,5—5 мм, реже до 7 мм), сильно пелитизированными, с неотчетливыми пегитовыми прорастаниями. Кварц наблюдается большей частью в виде округлых зерен размером до 1—2 мм. Биотит присутствует в виде удлиненных листочков (размером от 0,2 до 0,7 мм) с разведенными краями. Плеохроизм от светло-бурого (по *Np*) до коричневого (по *Ng*). В гранодиорит-порфирах выявляются вкрапленники розовой обманки и редкие таблитчатые кристаллы моноклинного пироксена. Шестоватые кристаллы розовой обманки размером 0,5—1,0 мм часто с двойниковым строением, плеохроируют в темном и светло-зеленых цветах; *c*: *Ng* = 14—21°. Единичные резко идиоморфные кристаллы слабо-буроватого моноклинного пироксена размером от 1—1,5 мм с простыми двойниками, хорошей спайностью и углом угасания *c*: *Ng* = 30—50°, вероятно, принадлежат авгиту. Основная масса состоит из мелкоаблитчатых кристаллов плагиоклаза, розовой обманки и реже пироксена с микрогранитовой, иногда гипидиоморфнозернистой, микропелитовой или микрофельзитовой структурой.

В микропегматитовых гранит-порфирах, широко развитых в районе горы Сахарная Головка, среди порфировых выделений преобладает калиевый полевой шпат (до 65%); основная масса имеет микропегматитовое строение.

Анлиты (iPг) часто образуют прожилки в гранитах и гранодиоритах, реже рассекают ороговевшие вмещающие породы. Мощности их колеблются от нескольких сантиметров до 1,0—1,2 м; контакты извилистые, неровные, от пологих до крутопадающих. Вдоль контактов иногда наблюдается обогащение гранитоидов слюдястыми минералами, ориентированными параллельно анлитовым прожилкам. Это обычно розоватые, светло-серые мелкокристаллические массивные плотные породы. Состоят из плагиоклаза (35%), калиевого полевого шпата (30%), кварца (30%). Плагиоклаз — альбит № 9 встречается в виде короткопризматических кристаллов размером 0,3—0,4 мм с тонким полисинтетическим двойникованием. Калиевый полевой шпат представлен неправильными сильно замутненными зернами размером 0,5—0,6 мм. Ксеноморфные, слегка угловатые зерна кварца размером до 0,4—0,5 мм имеют слегка волнистое угасание. Изредка наблюдаются мельчайшие листочки и чешуйки хлоритизированного биотита, выполняющего промежутки между полевыми шпатами. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, ортит, циркон, рудный минерал. Структура породы аллитовая, аллотриоморфнозернистая, участками микропегматитовая или микрогранитовая.

Пегматиты (pPг). В пегматитовых гранитах (бассейн р. Вышня и ключа Тропинов) наблюдаются гнездообразные залежки, линзы и жилы пегматитов мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м. Реже пегматиты образуют тонкие линзочки в аллитах (побережье Сахаринского залива, северо-

западнее мыса Литке). Простирание жил близко к меридиональному и северо-восточному. Падение на запад или юго-запад под углом 45—60°. Протяженность жил достигает 50 м. Границы пегматов с вмещающими породами то четкие, то неясные, расплывчатые. К ним иногда приурочены обильные скопления биотита, образующего полочкастую текстуру. Пегматы часто имеют зональное строение. Их окаймляют аплиты светло-серого, почти белого цвета, которые постепенно переходят в пегматы с микротрафической структурой, а затем в пегматы со структурой, близкой к типичному флюоритовому. Центральную часть жил занимают пегматы, состоящие из крупных кристаллов светлого альбита, розового полевого шпата и темно-серого кварца. По породе рассеяны единичные листочки биотита. Акцессорные минералы представлены гранатом, турмалином, цирконом, ортитом, монацитом, рутилом, топазом, бериллом и рудным.

Л. И. Красный, впервые описавший пегматы Бичи-Ульского массива, детально изучил их минералогический состав. По преобладаанию тел или иных минералов он выделяет два типа пегматовых жил: микроклин-альбитовые и кварцево-полевошпатовые. Для первого типа характерны микроклин и альбит. Но одновременно с ними в различном количестве может присутствовать и кварц. Во втором типе жил резко преобладает кварц, первые шпаты имеют меньшее значение.

По данным Л. И. Красного, в пегматовых глинах наряду с кварцем и полевыми шпатами встречаются следующие минералы.

В крупнозернистых пегматидных частях жил встречаются две разновидности кварца — моршон и амелист. Размер кристаллов от 1—2 до 20—25 см.

Мусковит по сравнению с кварцем и полевым шпатовым играет резко подчиненную роль. Размер листочков мусковита 2—3 см. Они располагаются среди полевых шпатов, иногда образуют своеобразные сростания с бериллом.

Биотит встречается реже, чем мусковит, и образует пластинки и чешуйки размером до 1,5 см на границе аплитов и пегматов.

Иногда встречаются хорошо ограненные кристаллы берилла размером 2—2,5 см и листоватые кристаллы турмалина размером 0,7—1,0 см.

В некоторых жилах наблюдается прорастание кварца гранатом красно-бурой окраски с размерами кристаллов 0,3—0,8 см.

Пироксен и серпентиниты (Srg) обнажаются на побережье Сахалинского залива, к северо-западу от мыса Литке. Дайки серпентинитов северо-восточного простиранения мощностью от 0,2—0,3 до 1,0 м, а отдельные дайки даже до 60—70 м, рассекают гранодиориты и в свою очередь секутся маломощными (до 10—20 см) дайками андезитов. Контакты

плотные, со множеством апофиз и с включениями в них ксенолитов вмещающих пород. Прослеженная протяженность наиболее мощных даек около 3,0 км. Серпентинизированные пироксениты обычно темно-зеленые, почти черные скрытокристаллические породы, плотные, иногда с порфиroidными выделениями бастита. Составляют они из серпентина, реликтовых зерен ромбического и моноклинного пироксена и рудного минерала. Для породы характерна решетчатая текстура. Она состоит из неправильных попеременно-волокнистых полос хризотила; ячейки же решетки выполнены пластинчатым антигоритом. Хризотил и антигорит окрашены в бледно-зеленоватый цвет. Моноклинный пироксен встречается в виде реликтовых зерен размером от 0,2 до 1,5 мм. По характеру спайности и углу угасания ($c:Ng = 37^\circ$) он может быть отнесен к диопсиду. Еще реже наблюдаются реликты зерен ромбического пироксена размером от 0,2 до 0,5 мм, замещенного листочками бесцветного бастита. Рудный минерал встречается в виде неправильных зерен размером 0,3—0,5 мм или в виде тонкораспыленных частей, иногда параллельно ориентированных.

Серпентиниты — почти совершенно черные скрытокристаллические плотные породы с буровато-серой коркой на поверхности выветривания. Составляют они из антигорита, листоватого с зубчатыми краями и продольно-волокнистого хризотила. Редкие порфириобластовые выделения пластинчатого бастита размером до 1,5 мм, вероятно, развиваются по первичному ромбическому пироксену. Акцессории представлены зернами шпинели и рудного минерала (0,1—0,2 мм). Структура породы листоватая, на отдельных участках перекрещенно-волокнистая, иногда порфириобластовая.

Серпентиниты, как уже указывалось, рассекают гранитоиды и пересекаются в свою очередь дайками андезита, которые, вероятно, являются корнями излившихся неогеновых эффузивов. Таким образом, внедрение даек ультраосновного состава происходило в палеогеновый период.

Андезиты (AN) и базальты (BN) обычно приурочены к тектонически нарушенным зонам; часто встречаются на побережье Сахалинского залива, где они секут граниты и гранодиориты. Мощность их изменяется от 0,5 до 1,0 м. Эти дайки имеют северо-восточное и северо-западное, близкое к меридиональному простирание. Контакты крутые, почти вертикальные. По петрографическому составу они совершенно тождественны соотвечствующим эффузивным образованиям излившихся покровов и, по-видимому, являются корнями этих образований.

Кварцевые жилы широко распространены почти среди всех пород. Кварц обычно белый непрозрачный, по трещинам обохренный. Мощность кварцевых жил от 1—4 см до 0,5 м. На правобережье руч. Таврвей в верхнем его течении была встречена жила кварца мощностью до 3,0 м, азимут падения 240°

216°. Мелкие кварцевые прожилки в гидротермально измененных породах на участке гора Белая Гора и гора Красная Горка эолоносны.

Контрактные измененные породы образуют широкие (до 2—3 км) ореолы преимущественно вокруг Дыки-Ульского и Гырманского интрузивных массивов. По составу среди них выделяются биотитовые и биотитово-кордиеритовые рогики и хлорит-амфиболовые породы.

Роговики обычно темно-серые плотные сливные породы, иногда с полоччатой или пятнистой текстурой. Составляют они из более или менее изометричных зерен кварца и полевых шпатов размером от 0,05 до 0,8 мм, часто с корродированными зубчатыми краями. По породе рассеяны отдельные листочки и чешуйки биотита, реже пятнистые скопления мелкочешуйчатых агрегатов буровато-зеленого цвета с резким плеохроизмом от темно-зеленовато-бурого (по *Mg*) до светло-зеленовато-желтого цвета (по *Mg*). Наблюдаются скопления листочков мусковита, которые иногда образуют радиально-лучистые агрегаты. Иногда встречаются шестоватые кристаллы роговой обманки бледно-зеленоватого цвета со слабым плеохроизмом; $c : Mg = 15^\circ$. В мусковитовых роговиках наблюдаются единичные призматические зерна турмалина размером 0,3—0,4 мм. В кордиеритовых роговиках кордиерит представлен неправильными зернами с расплывчатыми очертаниями с характерным секториальным угасанием и большим количеством мелкокристаллических рудных частиц и чешуек серпикита. Структура пород роговиковая, бластоалевритовая или микрофиброгранобластовая.

Глинистые сланцы и алевропелиты превращены в биотито-серпикитовые и кварцево-серпикитовые сланцы. Это темные, почти черные плотные полоччатые породы, в которых наблюдается отчетливая перемежаемость светлых и темных прослоев. Составляют они из субпараллельно ориентированных листочков биотита и мусковита и алевритовых зерен кварца и плагиоклаза размером от 0,01 до 0,1 мм. Реже встречаются листочки волокнистого актинолита, зерна рудного минерала. Структура пород бластоалевритовая или микропелитогетеробластовая.

Контрактные изменения в эффузивных породах выражаются в сильном окварцевании основной массы и интенсивном развитии зеленовато-бурого вторичного биотита. Основная масса пород часто состоит из более или менее изометричных зерен кварца с зубчатыми корродированными краями. В породе расцены скопления тонкочешуйчатого зеленовато-бурого биотита и кварцево-эпидотово-магнетитовые минеральные агрегаты. Эффузивы рассеяны линзами и прожилками, вытопленными мелкозернистым кварцем с чешуйками серпикита. Структура основной массы микрогранобластовая. Порфиры выделены полевых шпатов обычно интенсивно разложены и замещены эпидотом, мелкочешуйчатым биотитом и серпикитом. По пирок-

сену и биотиту развиваются грязновато-зеленый хлорит и слабо-зеленоватый волокнистый актинолит.

Гидротермально измененные породы распространены среди покровов кислых эффузивов верхнемелового и неогенового возраста. Наиболее значительные участки выделяются в районе горы Белая Гора и севернее горы Красная Горка. Участок горы Белая Гора сложен неогеновыми липаритами, трахитами и дацитами. Преобладают белые, светло-серые, иногда с желтоватым или розоватым оттенком, реже лиловатые породы с редкими вкрапленниками стекловатых прозрачных полевых шпатов. Переслаивание различно окрашенных гидрокислами железа участков придает им полоччатое строение.

Эффузивные породы делятся на мадоннообразные, сильно измененные, но сохранившие реликты первичного строения, и нацело измененные породы. В менее измененных породах сохраняются призматические и ромбоэдрические очертания реликтов первичных вкрапленников, почти нацело замещенных агрегатами мелкозернистого кварца, глинистых частиц и мелкочешуйчатого серпикита. Рудные зерна замещены красновато-бурыми гидроокислами железа. Микрофельзитовая основная масса превращена в аллотрипоморфнозернистый кварцево-полевощпатовый агрегат. По породе рассеяны гнезда пирита. Нацело гидротермально измененные породы состоят из мелкозернистого кварца, часто с роговиковым строением. В отдельных участках породы разбиты сплошной сетью мелких трещин (штокверк), вытопленных золотосодержащими кварцевыми прожилками. В зонах тектонических нарушений наблюдаются окремненные брекчин трахитового и липаритового состава с гнездами пластичных каолиновых глин. В каолинизированных породах каолинит, по данным Н. И. Наковника, может быть отнесен к диакситу.

В районе г. Красная Горка среди верхнемеловых кварцевых порфиров распространены очень крепкие окварцованные светло-серые и белые породы, интенсивно окрашенные гидроокислами железа. Составляют они из мелкозернистого кварцево-полевощпатового и кварцево-серпикитового агрегатов, реже встречаются листочки мусковита и термолита. В породе иногда сохраняется первичная реликтовая структура. Обычно первичные вкрапленники выщелочены, а пустоты окружены оторочкой из мелкочешуйчатого биотита, иногда обесцвеченного до мусковита. Реже наблюдаются псевдоморфозы по призматическим или таблитчатым вкрапленникам полевых шпатов в виде скопленной чешуек серпикита, мусковита, реже волокнистого тремолита. Акцессорные минералы представлены столбчатыми или призматическими кристаллами топаза, округлыми зернами граната, циркона и сфена.

ТЕКТОНИКА

Описываемый район расположен в пределах Нижне-Амурской синклинальной зоны. На его площади выделяются следующие

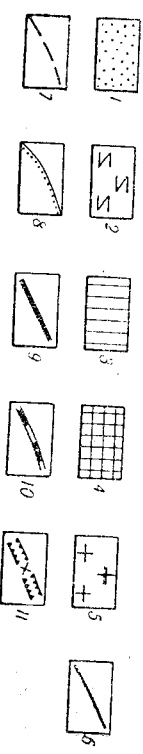
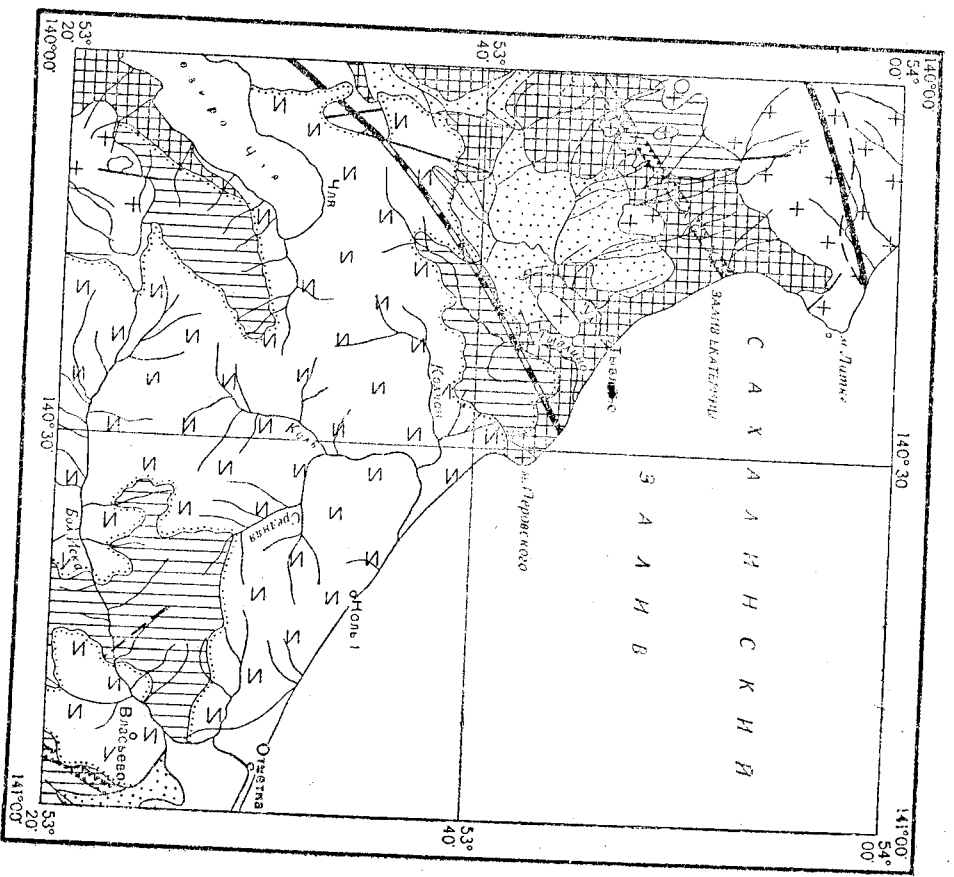


Рис. 1. Тектоническая схема (составил Л. А. Кесслер)

1 — плиоцен-четвертичные отложения; 2 — неогеновый структурный ярус; 3 — сенон-верхнемеловый ярус; 4 — верхнеюрский—нижнемеловой структурный ярус; 5 — после-верхнемеловая интрузия гранитоидов; 6 — установленные тектонические нарушения; 7 — предполагаемые тектонические нарушения; 8 — границы структурных этажей; 9 — оси антиклинальных складок; 10 — оси антиклинальных складок, погруженных под эффузивы; 11 — оси синклиналиных складок

щие структурные комплексы пород (ярусы), различные по возрасту, характеру и степени дислоцированности (рис. 1):

1. Юрский-нижнемеловой структурный ярус.
2. Сенон-датский структурный ярус.
3. Палеоген-неогеновый структурный ярус.
4. Плиоцен-четвертичные рыхлые отложения.

Все эти ярусы отделены друг от друга эпохами перерыва в осадконакоплении и поверхностными несогласиями.

Два первых структурных яруса образуют нижний структурный этаж, представляющий собой складчатый фундамент, покрытый неогеновыми слабодислоцированными эффузивными породами и плиоцен-четвертичными рыхлыми отложениями (верхний структурный этаж).

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Нижний структурный ярус этого этажа включает:

1. Юрские и нижнемеловые осадочные породы, смятые в вытянутые линейные складки с углами падения от 60 до 90°. Крупными складчатые структуры осложнены доглынтами смятыми породами, раскливажированы, разбиты крупными и мелкими тектоническими нарушениями. В зонах нарушения породы раздроблены, обохренены, пиритизированы.
2. Сенон-датский структурный ярус объединяет породы болыбинской и татаркинской свит. Для него характерны удлиненно брахиструктуры с пологими широкими сводами и доволно крутыми крыльями. Простиране их близко к северо-восточному. Углы падения на крыльях 30—50°, в отдельных случаях достигают 70°. Брахиструктуры на крыльях осложнены дополнительными складками, разбиты многочисленными мелкими нарушениями, незначительно смешаются пласты. В зонах нарушения породы раздроблены, брекчированы, пиритизированы и оквардованы. Для пород этого яруса характерны различные различной ориентировки.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Верхний структурный ярус включает:

1. Нижний структурный ярус — угленосные отложения налевской свиты, базальты и липариты неогенового возраста, которые дислоцированы очень слабо. Для пород этого яруса характерны широкие плавные прогибы и поднятия. В отдельных местах устанавливается почти горизонтальное залегание пород. Эффузивы разбиты многочисленными системами трещин, среди которых преобладают вертикальные с северо-восточным, северо-западным и широтным простиранием.
2. Второй ярус охватывает горизонтально лежащие плиоцен-новые и четвертичные рыхлые отложения, выполняющие долины рек и тектонические депрессии.

На территории листа, в пределах его западной части выделяются участки, в строении которых существенное участие принимают юрские и нижнемеловые породы (первый ярус нижнего структурного этажа), перекрытые неогеново-четвертичными образованиями. В пределах восточной части площади развиты преимущественно эффузивные породы верхнего мела и неогена.

В западной части листа, при движении с севера на юг различаются следующие структурные элементы. Северо-западный угол территории занят антиклиналью, протягивающейся в северо-восточном направлении (60—70°) от верховьев р. Тыпка через среднее течение рек Ул и Сивук к побережью Сахалинского залива. Амплитуда размаха крыльев складки более 10 км. В ядре ее обнажаются глинистые сланцы, алевролиты и песчаники верхней юры и валяжжина с углами наклона слоев 70—90°. Юго-восточное крыло структуры сложено песчаниками валяжжина с прослоями и пачками глинистых сланцев и алевролитов. Северо-западное крыло антиклинали находится за пределами листа. Углы падения на крыльях изменяются от 40 до 80° с преобладающими среди них наклонами пластов 60—70°. Как ядро антиклинали, так и крылья ее осложнены дополнительными складками более мелких порядков с амплитудой размаха крыльев от 2—3 м до нескольких десятков метров; они разбиты многочисленными мелкими нарушениями, по которым происходили незначительные перемещения пород. Крылья и сводовая часть структуры в отдельных местах перекрыты эффузивами татаркинской свиты. Нелзя не обратить внимания и на то, что большей частью антиклинальной складки в пределах листа поглощена наиболее крупной Бикчи-Ульской интрузией, внедрившейся, очевидно, в раннем палеогене.

Южнее расположена довольно крупная синклинальная структура, образованная преимущественно песчаниками валяжжина и ориентированная, так же как и предыдущая структура, в северо-восточном направлении. В осевой части структуры наблюдается пологий антиклинальный перегиб, поэтому в этом месте выступают более древние глинисто-сланцевые породы верхней юры — валяжжина, а сама структура делится продольным перегибом на две почти самостоятельные синклинали. Большим распространением в пределах структуры пользуются мелкие интрузивные тела гранитоидов, интрузивовашие, видимо, также в раннепалеогеновое время. Нужно сказать, что большая часть синклинальной структуры размыта, сивелирована и перекрыта рыхлыми плиоцен-четвертичными отложениями.

Еще южнее, в районе оз. Чля, располагается наиболее крупная антиклинальная структура, являющаяся продолжением Пальвинской антиклинали, находящейся на соседнем листе, и протягивающаяся от оз. Чля до мыса Перовского. Ориентирована она в северо-восточном направлении. В этом же направле-

нии шарнир структуры погружается. В ядре антиклинали обнажаются зеленосланцевые и нормально осадочные породы юры и валяжжина (нижний ярус нижнего структурного этажа), которые развиты в основном в северо-восточной части структуры. Крылья ее сложены песчаниками валяжжина и сенонскими эффузивными образованиями (верхний ярус нижнего структурного этажа). В ядре мест эта структура прорывается интрузивными телами гранитоидов разных размеров. К ядру складки приурочен крупный Гырманский интрузивный массив. Как в ядре, так и на крыльях антиклинали наблюдаются дополнительные складки более высоких порядков. Поэтому в сводовой части структуры, реже на крыльях, в мульдах дополнительных складок выходят более молодые по возрасту песчаники нижнего мела. Наблюдается также и большое количество тектонических нарушений. В пределах юго-западной части антиклинали, видимо, во второй половине неогенового времени была заложена тектоническая депрессия оз. Чля. Ограниченная разломом северо-восточного простирания она вытягивается в этом направлении на 25 км, достигая в ширину 7—8 км. В палеоген-неогеновое время большая часть описываемой антиклинальной структуры была размыта, а затем перекрыта неогеновыми базальтами и рыхлыми плиоцен-четвертичными отложениями.

На рассматриваемой территории, как видно из вышеизложенного, очень широко развиты рыхлые плиоцен-нижнечетвертичные отложения и покровы базальтов неогена, которые в основном смысле маскируют истинную геоструктурную картину складчатого верхнеюрско-мелового основания. Они ложатся на его размытую поверхность, выполняя наложенные мульды, депрессии и эрозийные впадины. Неогеновые эффузивные породы — базальты и гораздо менее развитые липариты и дациты — дислоцированы очень слабо. Они пререпели лишь легкое коробление, причем отдельные участки по степени дислоцированности уже приближаются к брахиструктурам. Довольно пологие брахисинклинали и брахиянтиклинали иногда вытягиваются в северо-восточном направлении. В мульдах и в сводовых частях складок неогеновые эффузивы залегают почти горизонтально; углы падения на крыльях не превышают 10—15°.

В пределах юго-восточной части площади листа из-под покрова неогеновых базальтов обнажаются северо-восточная оконечность маломихайловской синклинальной структуры, расположенной на соседней к югу территории (лист N-54-XXV11). Мутьда синклинали выполнена дацитами и кварцевыми порфирами татаркинской свиты. В крыльях выступают андезиты боляринской свиты. Углы падения пород на крыльях 30—50°, изредка больше. Структура разбита тектоническими нарушениями северо-западного направления, в зоне которых породы окварцованы и сильно пиритизированы.

Разрывными нарушениями охвачены все породы района, за исключением, видимо, четвертичных отложений. Они фиксируются зонами милонитизации, тектоническими брекчиями, многосетевыми зеркалами скольжения. Их сопровождает густая сеть кварцевых прожилков, окваривание, эпидотизация и пиритизация пород. Преобладают разломы северо-восточных и северо-западных направлений. Плоскости нарушений имеют обычно крутое падение. Амплитуда вертикального перемещения колеблется от нескольких сотен метров до нескольких сотен метров.

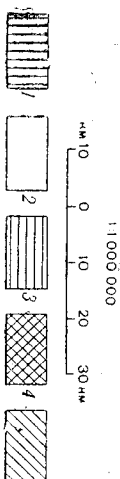
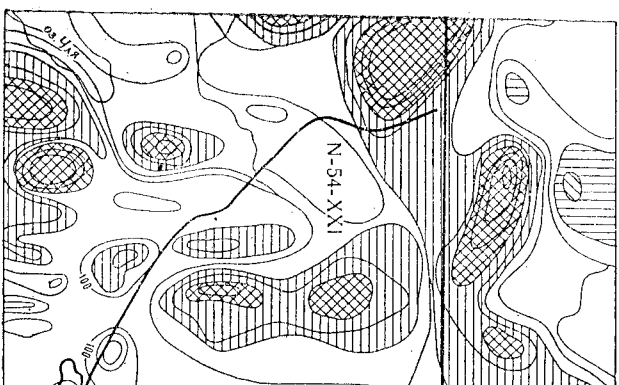


Рис. 2. Схема изолиний магнитного поля (по материалам И. И. Ваймана и В. Т. Кудряшова)

1 — от -200 до 0; 2 — от 0 до +200; 3 — от -200 до -100; 4 — от -100 до -300

Более крупные разломы сопровождаются оперяющимися их мелкими нарушениями, которые в совокупности образуют значительные трещиноватые зоны.

Различаются тектонические нарушения двух возрастов. Древние секут все мезозойские породы. Более молодые разломы фиксируются в пределах покровов базальтов и липаритов неогенового возраста, особенно в краевых частях их.

В 1956 г. И. И. Вайман и В. П. Кудряшов произвели аэромагнитную съемку м-ба 1:1 000 000 в южной части Хабаровского края, которой была охвачена и площадь листа. Ясно, что составленная в таком масштабе карта изолиний магнитного поля не может в полной мере соответствовать геологической карте м-ба 1:200 000, более детально откартированной. Однако данные, приведенные на этой миллионной карте, позволяют говорить о том, что наиболее повышенные магнитные аномалии связываются с гранитоидными породами интрузий, покровами базальтов и зонами разрывных нарушений (рис. 2). Наблюдающаяся неравномерность развития базальтового покрова объясняется, видимо, резко изменяющимися мощностями базальтов.

Историко геологического развития на описываемом листе можно проследить, начиная с нижней юры (?). В течение нижней (?) и верхней юры, а также валанжина в условиях геосинклинального режима накапливались песчано-глинистые отложения общей мощностью около 3000 м. Для них характерно монотонное чередование литологически очень однородных песчаных и алевроито-глинистых пород, в которых наблюдается определенная ритмичность. В меньшей степени происходило образование вулканогенных и кремнистых пород, связанных с подволдым вулканизмом.

Интенсивные орогенные движения, смывшие в складки юрские и нижнемеловые породы, проявились, по всей вероятности, в промежутке времени, прошедший между концом баррема и началом альба. Интрузии, сопровождавшие этот этап складкообразования, в районе не известны. На смежных территориях с этой фазой складчатости связывают внедрение малых интрузивных тел гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритов.

В барреме, атте, альбе, сеномане и туроне описываемый район представлял собой сушу и служил областью размыва, с которой поступал терригенный материал для соседних районов, где в это время накапливались мелководные осадки верхнего мела (сеноман-турона).

На границе турона и коньяка, по имеющимся материалам на соседних площадях произошли складкообразовательные движения, смывшие в складки сеноман-турона. Эти движения не могли не отозваться и на описываемой территории.

В конце коньякского времени район вылекается в продолжительное погружение, которое следует рассматривать как остаточный геосинклинальный прогиб со своеобразными фадами туфогенно-осадочных пород. Длительное прогибание этой части территории сопровождается наземным вулканизмом.

В постверхнемеловое время проявилась завершающая для Нижнего Приамурья фаза орогенеза, смывшая породы осадочно-вулканогенной толщи в крупные складчатые структуры. Она сопровождается интрузиями гранитов, гранодиоритов и мондонитов. На этом заканчивается геосинклинальный этап развития района.

В палеогене описываемая площадь испытывает крупные тектонические подвижки глыбового характера по разломам северо-восточного и северо-западного простирания. Она становится областью размыва, на большей площади которой осадки не отлагались. Только на отдельных небольших изолированных участках (р. Бол. Исса) существовали небольшие озерные котловины, затоплявшиеся маломощными угленосными отложениями.

В неогене в условиях незначительного прогибания и расколлов земной поверхности происходит излияние лав сначала

основного, а потом кислото состава. Поголые структуры (по сути — легкое коробление, которое наблюдается в неогеновых эффузивных покровах) возникли в результате медленных вертикальных подвижек. Образование структур сопровождалось разрывными нарушениями.

Вертикальные перемещения отдельных крупных блоков вдоль ранее заложённых разломов происходили, по-видимому, и в четвертичном периоде. Они фиксируются целой серией террас и сравнительно молодыми озерными депрессиями в речных системах.

В настоящее время территория района испытывает общую нивелировку поверхности с активным проявлением процессов денудации, эрозии и аккумуляции.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В соответствии с геоморфологическим районированием южной части советского Дальнего Востока, осуществлённом Ю. Ф. Чемяковым (1957), рассматриваемый рельеф принадлежит Вандано-Амгунской зоне эрозионно-тектонических, преимущественно среднегорных сооружений с мягкими сложенными очертаниями рельефа, переходящего по периферии в холмисто-увалистые предгорья.

Горный деструкционный рельеф, развитый на большей части территории, по своему генезису является денудационно-флювиальным. В формировании его из экзогенных факторов прини- мал участие комплекс русловых рельефообразующих (флювиальных)¹ и различных склоновых (денудационных) процессов при подчинённом значении последних.

Денудационно-флювиальный рельеф территории объединяет следующие типы горного рельефа (рис. 3).

Средневысотные крутосклонные сильно расчленённые горы с абсолютной высотой 600—1000 м образуют массив в верховьях р. Ул. Островерхне, нередко конусообразные вершины их, как правило, имеют голыцовый облик (924, 715 и др.) и сло- жены интрузивными, а также стойкими породами зон контакто-вого метаморфизма. Остальные вершины средневысотных гор имеют куполообразную форму. Амплитуда дробного вертикаль- ного расчленения склонов, как правило, достигает здесь 400—500 м. Склоны прямой, в верхней части выгуклой формы; кру- тизна их до 45° при преобладающих величинах 25—35°.

Низкогорный расчленённый рельеф разветвлённых гряд занимает остальную часть горной территории. Для него харак-

* Как известно, флювиальные рельефообразующие процессы включают в себя врезание (когда разрыв преобладает над отложением), накопление аллювия (при обратном соотношении) и расширение речных долин (так называемая «Боковая эрозия»). Поскольку в термин «эрозия» до сих пор вкладывается различное содержание, мы сочли возможным не включать его в название генетического типа рельефа.

терно почти полное отсутствие резких форм и преобладание мягких сложенных очертаний вершин и междуречных прост- ранств с широкими (до 0,5—1,0 км) мягкоочерченными волни- стыми или уплощенными водоразделами. Однако местами (гора Сахарная Головка) низкие горы приобретают отдельные черты среднегорья: голыцовый облик крутосклонных вершин с четко выраженными нагорными террасами. Преобладающая высота низких 300—400 м, максимальная 545 м при отно- сительных превышениях 200—300 м. Расчленяющие их долины обычно широкие (до 1 км) с заболоченными днищами. Склоны гор пологие (10—25°), в большинстве случаев вытолаживаю- щиеся книзу.

Для низких гор характерен данообразный уровень высот разветвлённых гряд, что, надо полагать, указывает на существование в отдалённом прошлом древних денудационных поверх- ностей, впоследствии фиксированных (погребённых) под тол- щей неогеновых эффузивов, а затем приподнятых и расчленё- ных. Что касается уплощённого или даже платообразного релье- фа вершин и отдельных останцовых сопок на эффузивах, то он представляет собой разнообразность денудационного рельефа с унаследованной от неогеновых покровов плоской поверх- ностью на вершинах и междуречьях. Сейчас у них очень мало общего с первичным вулканогенным лавовым рельефом, так как последний был вовлечён в поднятые и расчленённые. Рассматри- ваемое низкогорье, являясь продуктом структурно-литологиче- ских условий рельефообразования, на самом деле имеют струк- турно-денудационный, а не вулканогенный генезис.

На периферии низких гор развиты отдельные участки хол- мисто-увалистого рельефа предгорий. Здесь преобладают абсо- лютные высоты 120—180 м. Рельеф предгорий характеризуется еще более плавными очертаниями и слабой расчленённостью форм. Глубина вреза речных долин не превышает 50—80 м. Склоны очень пологие (10—15°). Холмисто-увалистый рельеф повсеместно сложен коренными породами и генетически пред- ставляет собой поверхность континентальной денудации.

К холмисто-увалистому рельефу примыкает аккумулятивная равнина, в большинстве своем низменная, иногда террасирован- ная. Таковы Уло-Тывлинская равнина, равнина, окаймляющая с востока оз. Чуя, а также равнина, примыкающая к заливу Счастья. Как правило, это обширные слабоконтоненные забо- лоченные низины озерно-аллювиального происхождения, лежа- щие на абсолютных высотах 20—80 м. Прорезающие равнину наиболее крупные долины рек (реки Ул, Бол. Исса) имеют комплекс низких террас.

Переходя к краткому очерку истории развития современного рельефа, необходимо отметить, что горный рельеф территории в своем континентальном развитии прошел очень сложный путь. Первично возникнув в заключительную фазу мезозойского тек-

тонического этапа (на рубеже верхний мел — палеоген), горы до излияния неогеновых базальтов пережили длительный этап субаральной денудации, что привело к выравниванию первого горного рельефа. Последующий эффузивный цикл еще больше сгладил рельеф территории. Среди вулканогенной равнины возвышались лишь отдельные останцы добазальтового рельефа. Начало эффузивной деятельности в неогене ознаменовало собой начало нового этапа, захватившего также и четвертичный период — этапа дифференцированных новейших, преимущественно глыбовых и в меньшей степени сводовых тектонических движений значительной амплитуды, проходивших, вероятно всего, в несколько приемов, в результате которых горы существенно омолоделись. Наиболее резкое поднятие с амплитудой до 300—400 м произошло на границе плицена и нижнечетвертичной эпохи. Приподнятый и осложненный разрывными нарушениями мезо-кайнозойский складчатый фундамент испытывал интенсивное воздействие экзогенных рельефообразующих, главным образом флювиальных процессов. Последнее в конкретной литолого-структурной обстановке и создали наблюдаемый ныне облик горных сооружений территории.

Для участков низкотермического и холмисто-увалистого рельефа, сложеного неогеновыми эффузивами, неотектонический этап рельефообразования, безусловно, явился наиболее интенсивным и решающим, так как первичный вулканогенный рельеф с этого времени стал развиваться по денудационно-флювиальному пути с элементами структурно-денудационной препарировки эффузивных покровов. Эти сооружения положены нами в основу суждения о возрасте рельефа.

В силу дифференцированного характера неотектонических движений отдельные участки на фоне общего поднятия испытали погружение, что в данном случае привело к заложению обширной депрессии Орель-Чля, входящей в состав Амурско-Амгунской сложной равнины, а также Уло-Тывинской депрессии. Очевиднее всего, они контролировались тектоническими нарушениями. Заполнение этих наложенных впадин континентальными пресноводными осадками, начавшееся, видимо, в неогене, продолжалось в четвертичном периоде в условиях озерно-аллювиального режима. По периферии обширных террасированных равнин местами сохранились реликтовые уровни озерно-аллювиальных террас.

Последующие этапы рельефообразования теснейшим образом связаны с формированием гидрографической сети в условиях прерывистого поднятия суши, колебаний уровня Охотского моря и чередования эпох потепления и похолодания.

Неоднократные четвертичные трансгрессии Охотского моря на данную территорию не распространялись. Об этом свидетельствуют данные диатомовых анализов. Так, по данным Ю. Ф. Чемякова, галечники Уло-Тывинской равнины характе-

ризуют исключительно пресноводный спектр диатомовых водорослей. В низких и средних террасах рек Бол. и Мал. Исса, а также на побережье залива Счастья близ мыса Аври количество встречаемых морские и солоноватоводные формы, в связи с чем не исключается возможность их случайного заноса. Проанализированные А. П. Жузе образцы из сбросов Л. А. Кесслера также свидетельствуют об аллювиальном и озерно-аллювиальном происхождении аккумулятивных равнин территории.

На самый конец четвертичного периода приходится заключительный этап формирования наблюдаемого ныне рельефа, выразившийся в образовании низких морских и речных террас (I надпойменная терраса, пойма, I морская терраса, пляж, косы, пересыпи и лагиды — полоса осушки).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа из металлических полезных ископаемых установлены коренные и россыпные месторождения золота, а также несколько рудопроявлений и ореолов рассеяния этого металла. В шлиховых пробах из аллювиальных отложений ключей и рек встречены преимущественно знаковые содержания золота, киновари и корунда. С гранитоидами связана редкая коземельная минерализация. Из нерудных полезных ископаемых наиболее широко распространены строительные материалы: гранит, лавы дацитов, кирпичные глины, каолиновые глины, пески. Кроме того, на территории района установлены проявления пьезокварца и асбеста. В пределах заболоченных участков может добываться торф.

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурый уголь был обнаружен И. А. Преображенским в 1924 г. по левобережью р. Бол. Исса, в ключе Угольном. В 1934 г. на этом участке были поставлены поисково-разведочные работы под руководством Д. П. Рогожина. В результате этих работ было выявлено, что бурый уголь залегает среди палеогеновых глин и сулгинков в виде одного прослоя мощностью 0,20—0,25 м и практического значения не имеет.

Торф широко распространен в бассейнах рек Ул, Тывина, Тятка, Вынга, Бол. Исса и на побережье оз. Чля. Общие запасы торфа составляют около 700 млн. м³.

Месторождение ключа Зимник (18) расположено на побережье залива Счастья. Торф коричнево-бурый, разложившийся, в нижней части суглинистый, залегает покровом на площади в 12 тыс. км². Мощность торфяного покрова от 0,5 до 3,0 м; обводнен с глубины 0,5 м. Ориентировочные запасы торфа около 12 млн. м³. В случае разработки карьером необходима вырубка леса.

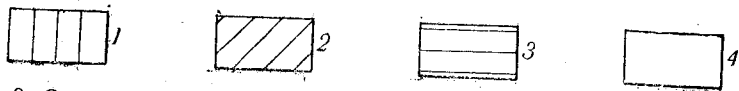
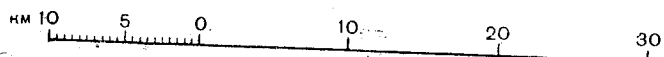
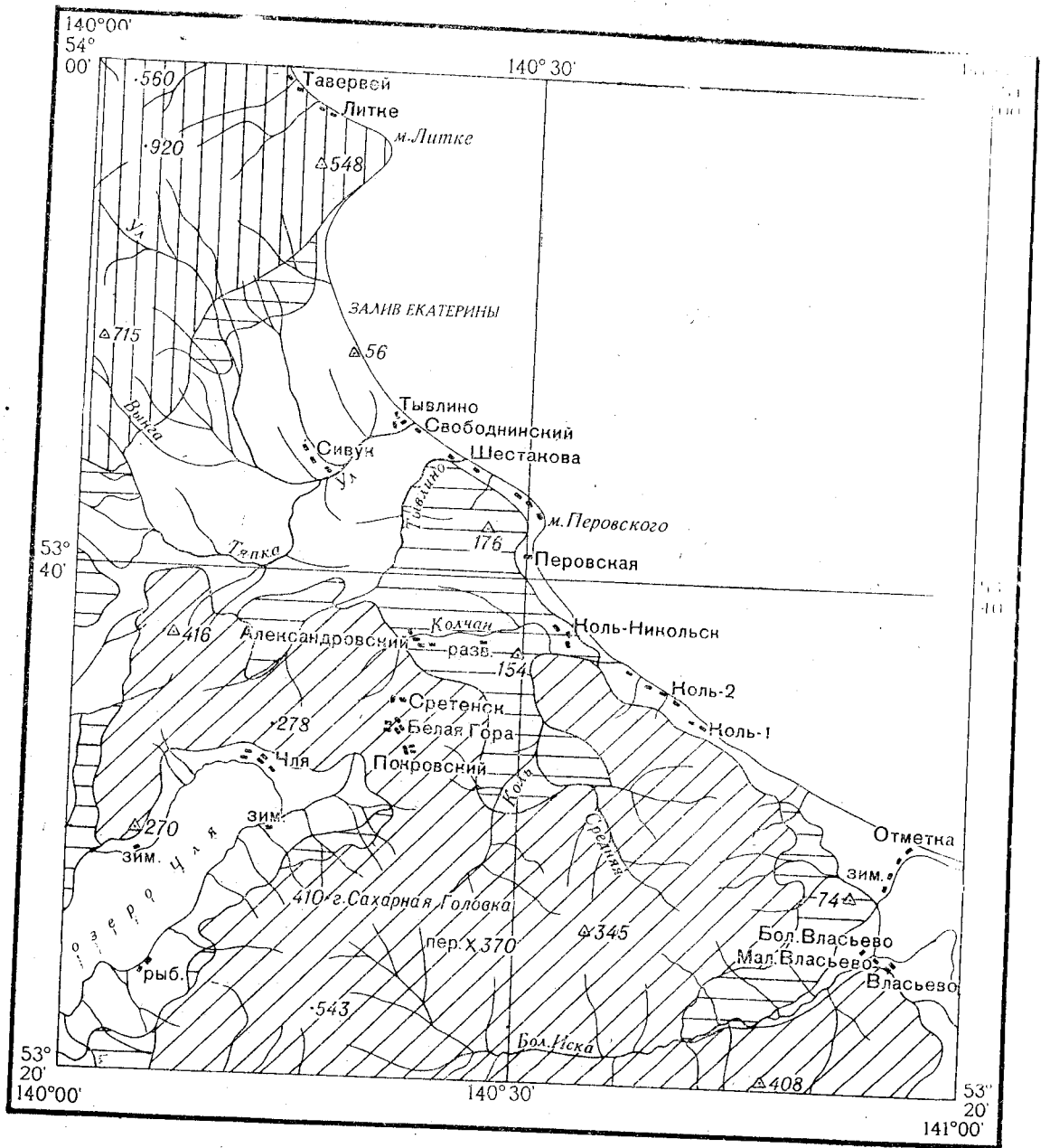


Рис. 3. Схема геоморфологического строения (составила С. Б. Бравина)
 Денудационно-флювиальный рельеф: 1 — средневысотные горы; 2 — низкие горы; 3 — хол-
 мисто-увалистый рельеф. Аккумулятивный рельеф: 4 — аккумулятивная равнина

Зак. 04740

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Золото. Белогорское месторождение (14) расположено в верховьях руч. Колчан и известно с 1898—1899 гг. Участок месторождения сложен неогеновыми базальтами, перекрытыми липаритами, дацитами и трахитами. В западной части участка преобладают липариты и трахиты, интенсивно разбитые серией крупных и мелких разломов и превращенные в брекчированные гидротермально измененные, частично каолинизированные породы. Восточная часть сложена сравнительно мало измененными липоватыми дацитами и андезитами. Контакты кислых и средних эффузивов с неогеновыми базальтами реактив. В дацитах наблюдаются обломки красновато-бурых базальтов.

Наиболее перспективными являются участки развития гидротермально измененных и брекчированных пород, пронизанных густой сетью маломощных кварцевых прожилков. Золото в них содержится в дисперсном состоянии, реже встречается в виде кристаллов кубической сингонии или неправильных сплюснутых зерен почковидной формы размером до 3 мм. Иногда оно встречается в виде нитевидных образований вблизи каолиновых гнезд и налетов. Золото мелкопробное, серебристое, бледно-желтое; распределено очень неравномерно. Среднее его содержание 1,7 г/т. Неравномерное распределение золота послужило причиной того, что несмотря на значительный объем разведочных и эксплуатационных работ, промышленная ценность месторождения до сих пор остается неустановленной. Подсчет на 1954 г. показывает наличие запасов золота около 120 т. Эксплуатационные работы на руднике были прекращены в 1941 г. вследствие отработанности наиболее обогащенных участков. С 1955 г. на месторождении ведутся поисково-разведочные и тематические работы институтом НИГРИЗОлото с применением бурения. Вопрос о генезисе месторождения до сих пор неясен. А. И. Хлапонин, А. В. Арсеньев и И. В. Преображенский считают, что оруденение явилось результатом гидротермальных процессов в жерле вулкана. Последние извержения пузыристых кислых лав были наиболее бурными и сопровождалась обильным брекчиевидных пород. Проникшие тем же путем после извержения горячие растворы, пары и газы способствовали образованию каолинизированных пород. Восходящие растворы содержали золото и отлагали его в каолинизированных породах. По мнению А. В. Арсентьева, излияние кислых эффузивов происходило в одну фазу, а промышленные концентрации золота образовались за счет привноса его в кремнистых растворах через жерло вулкана.

В. Д. Данилович относит Белогорское месторождение к группе выветривания, считая, что образование сильно каолинизированных и обогащенных железом и золотом пород произошло в результате разложения кислых эффузивов сернокис-

лыми водами, возникшими при окислении наиболее широко распространяемых колчеданов.

Другая группа исследователей (Э. Л. Понсен, А. В. Писемский и другие) считает, что оруденение связано с проникновением гидротерм по тектонически нарушенным зонам. По мнению А. В. Писемского, одним из важнейших условий формирования Белогорского оруденения является дизъюнктивная тектоника, создавшая благоприятные условия для проникновения золотоносных растворов. Н. И. Наквашин и Д. В. Никитин полагают, что месторождение Белая Гора связано с приповерхностными поствулканическими процессами, в результате которых были образованы оруденелые вторичные кварциты, аналогичные казахстанским.

Колчанское россыпное месторождение (13) расположено в верхнем и среднем течении р. Колчан и связано с делювиальными и аллювиальными отложениями. Мощность золотоносного слоя изменяется от 0,47 до 1,80 м. Золото распределено неравномерно. Наибольшее количество его приурочено к делювиальным отложениям (2—4 м), перекрывающим брекчированные и каолинизированные породы. Общая мощность аллювия колеблется от 3,17—4,5 до 5,7—6,5 м; заметно увеличение золота ближе к руслу ручья. Размер россыпи 15,6×1,5 км. Золото мелкое, нередко пластинчатое, легко амальгируемое, сильно серебристое, проба 500—700. Редкие самородки по весу обычно не превышают 1,5 г. В настоящее время россыпь почти полностью выработана; дополнительно перемаываются рудные свалы.

Южнее Колчанского месторождения расположена россыпь ключа Покровского (16), протягивающаяся от верховья ключа на 1200 м; ширина россыпи 200 м. Золотоносный пласт представлен желтой глиной с галькой мощностью до 6—7 м. В настоящее время россыпь отработана и не эксплуатируется. Месторождение р. Сивук (6) расположено на площади 26,4 км². Известно с 1934 г. Золото приурочено к неогеновым — нижнечетвертичным озерно-аллювиальным отложениям, представленным преимущественно песками (5 м), перекрытыми глиной (0,8 м) и торфяно-раскислительным слоем (1 м). Золото содержится в нижней части песков; разрабатывается драгой. В настоящее время россыпь почти вся отработана.

Россыпь ключа Апрельского (7) расположена в среднем течении р. Тыпка, известна с 1945—1947 гг. Протяженность обогащенной струи 1700 м. Россыпь разрабатывалась старателями, была отработана и в настоящее время не эксплуатируется.

Рудопроявление Красная Горка (19), известное с 1938 г., расположено юго-восточнее оз. Чля, в районе высоты 364,0. Участок рудопроявления сложен верхненеонскими квар-

невыми порфирами, которые превращены в светло-серые и белые плотные сливные гидротермально измененные породы, сильно трещиноватые, брекчированные, пронизанные кварцевыми прожилками мощностью от 0,1 до 1,0 см и обогащенные гидроксидами железа. Они состоят из кварцево-серпичитового или кварцево-полевощпатового агрегата с редкими листочками мусковита и тремолита. По породе рассеяны столбчатые или призматические кристаллы топаза, граната, циркона и фена. Содержание золота от 1,0 до 2,5 г/т. По запасам рудопроизводительности признано нерентабельным. По генезису оно аналогично Белогорскому месторождению, но относится к более древнему, верхнемеловому вулканизму.

В пределах района выявлены две зоны пиритизации (1, 20). В междуречье Ул—Шумиха (1) нижнемеловые ороговивочные песчаники, зажатые в тектоническом блоке между палеоневыми гранитами, обогащены тонкой вкрапленностью пирита. Спектральным анализом из мелкозернистых ороговивочных песчаников были установлены: никель 0,01%; кобальт 0,001%; серебро 0,01%; медь 0,01%.

В верховьях правого притока р. Бол. Исека (21) в тектонически нарушенных светло-серых фельзитах татаркинской свиты наблюдаются сплошные скопления кристаллического пирита. Размер отдельных зерен достигает 0,5—2,5 мм, чаще 0,4—1,0 мм; общее количество рудного минерала на этом участке составляет 1—2% от всей породы. Спектральным анализом были установлены медь 0,001% и свинец 0,001%.

На территории района распространено большое количество кварцевых жид, рассекающих породы почти всех возрастов вплоть до неогеновых. Спектральными анализами в них были установлены: свинец 0,001—0,01%; медь 0,001—0,01%; цинк 0,001—0,01%; никель 0,001—0,1%.

В результате произведенного шлихового опробования аллювия русловых и террасовых отложений ручьев и рек было установлено крайне бедное знаковое содержание золота, корунда, киновари и топаза.

Золото в количестве от 1 до 20 знаков встречено в шлиховых пробах р. Шумиха и ее притоков, бассейна р. Ул и ее притоков—р. Сивук и ключа Уки, бассейна рек Колган, Бол. Мырган, ключа Покровка, р. Бол. Исека. По р. Шумиха (ключ Горбушечный), в долине ключа Бол. Мырган и р. Бол. Исека были установлены небольшие по площади ореолы рассеяния с наиболее значительными содержаниями золота в шлиховых пробах. На этих участках неоднократно проводились поисково-разведочные работы Херлунчинским присокским Управлением. Местами, например в долине ключа Бол. Мырган, россыпи частично обрабатывались старателями, на других участках были признаны нерентабельными. Золото плоское, в виде слабо окатанных пластинок размером от 0,05 до 3 мм.

Ручьи. Киноварь (в количестве 1—2 знаков) встречена в трех шлихах—р. Бол. Мырган, к востоку от оз. Чля, в верховье Бол. Исека. Зерна ее неправильной формы размером от 0,03 до 0,1 мм.

С раннепалеогеновыми интрузиями связана редкоземельная минерализация. Редкоземельные минералы—торит, монацит, ортит преимущественно приурочены к лейкократовым гранитам. Кроме того, в протолочках в пределах Бикчи-Ульского массива встречены единичные знаки штольцита. Микрхимические реакции этого минерала, произведенные О. Крузе в лаборатории ДВА № 2 ВСЕГЕИ, показали наличие Rb и W. По данным спектральных анализов, в лейкократовых гранитах Бикчи-Ульского массива было установлено повышенное содержание свинца и молибдена (до 0,01%), а в гранитоидах Гырманского массива—свинца до 0,1% и цинка до 0,01%. В результате спектрального анализа черных минералов (ильменита, ортита и др.) из Бикчи-Ульского и Гырманского массива было обнаружено присутствие ниобия в заметных количествах (0,3—1%).

Таким образом, в результате поисковых и поисково-разведочных работ на металлогические полезные ископаемые в описываемом районе наиболее перспективными является золото.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Пьезокварц. Месторождения горы Сахарная Головка (2; 5) расположены в пределах Бикчи-Ульского интрузивного массива, в районе высоты 715,0 и в 1,5 км южнее ее. Они известны с 1946 г. и приурочены к пегматитовым линзовидным телам, генетически связанным с палеогеновыми гранитпорфирами и пегматитными гранитами Бикчи-Ульского массива. Вмещающими гранитоиды породами являются сильно ороговивочанные нижнемеловые песчаники и глинистые сланцы. Жилы и дайки имеют северо-восточное и меридиональное простирание, мощность их колеблется от 0,3 до 2,5 м. В жилах пегматитов крайне неустойчиво располагаются пьеза и занорыши, выполненные кристаллами морионов, реже амethystов. Кристаллы морионов удлиненны по длинной оптической оси, хорошо образованы и слегка асимметричны. Размер их не превышает 5—7 см. Кристаллы амethystов имеют обычно асимметричные грани, матовую поверхность и слабо заметную горизонтальную штриховку; иногда наблюдаются параллельные сростки. Размер кристаллов от 2 до 5 см. Основной дефект кристаллов амethystа и мориона как оптического сырья—неоднородность их строения, наличие пуздырков, трещин, двойников и включений гидрослюда. В результате поисково-разведочных работ на обоих участках было выявлено около 600 кг пьезокварца и месторождения оказались полностью выработанными.

Асбест. Проявление асбеста (11) расположено в верховьях р. Мал. Амыскан, приурочено к сильно измененным амфиболово-эпидотовым породам юрского возраста. Последние, вероятно, являются пластами сильно измененных эффузивов и состоят из ксеноморфных кристаллов плагиоклаза, пироксена, роговой обманки и эпидота. Среди них залегают прожилки асбеста мощностью от 1 до 3 см. Длина волока асбеста 0,5—1,0 см. Лабораторные исследования и разведка месторождения не проведены.

Корунд. Проявление корунда в верховьях ключей Новый и Третий (8) известно с 1938 г. В результате поисково-разведочных работ, проведенных ДВГУ, зерна корунда были обнаружены почти во всех шихтах в количестве от 10 до 50% тяжелой фракции. В аллювиальных отложениях он встречается в виде обломков корундовой породы размером от 1 мм до 0,5 см. Корундовая порода состоит из 70—80% корунда и 20—30% мусковита. Из акцессорных встречаются рутил, реже циркон. В коренном залегании корунд встречен не был и можно только предполагать, что генетически он, вероятно, связан с гидротермально измененными породами, еще не вскрытыми эрозией на этом участке.

Строительные материалы широко развиты в пределах листа и представлены гранитами, базальтами, кирпичными глинами, каолиновыми глинами, песками.

Граниты. Месторождение мыса Литке (4) расположено в 1,5 км южнее мыса. Граниты биогитовые светлые, среднезернистые замерают в виде массива. Мощность пород вскрыши ничтожна. Породы с поверхности не обводнены. Запасы практически не ограничены. Граниты могут разрабатываться при помощи взрывных работ.

Месторождение мыса Перовского (10) расположено в 1,0 км юго-западнее мыса. Граниты биогитовые, среднезернистые, состоят из пологого шпата, кварца, биогита и роговой обманки. Запасы месторождения свыше 10 млн. м³; месторождение может разрабатываться взрывными работами.

Базальты. Месторождение перевала 210 на шоссеной дороге Чля — Колчан (12) расположено в 1,0 км северо-восточнее высоты 350,0. Базальты темно-серые и коричневатые, залегают в виде покрова, с поверхности не обводнены. Физико-механические показатели плотных и пористых базальтов, по данным «Желдорпроекта», в районе р. Осиновка таковы: временное сопротивление сжатию 600—1500 кг/см², морозоустойчивы, пригодны для всех видов сооружений. Запасы практически не ограничены. Разработка месторождения возможна карьером с помощью взрывных работ.

Гласьевское месторождение (22) расположено у южной окраины с. Бол. Гласьево. Базальты темно-серые,

плотные и пористые, трещиноватые, образуют скальные обрывы высотой до 10 м. Запасы не ограничены. Могут разрабатываться карьером, используются местным населением для кладки фундамента в домах.

Кроме указанных, существуют еще несколько участков, удобных для разработки базальтов: на юго-западе окраины пос. Коль-Никольск, на восточной окраине пос. Колчан и в других местах.

Глины. Тывлинское месторождение (9) и месторождение Коль-1 расположены на окраинах одноименных поселков. Глина коричневая влажная, пластичная с включением линз супеси, гальки и гравия; залегает в виде линзообразных пластов мощностью 1,0—1,5 м, перекрытых торфом; мощность вскрыши 1,5 м. Месторождения могут разрабатываться карьером; по запасам относятся к категории неперемышленных.

Кроме этих участков, можно рекомендовать район пос. Чля и район пос. Срегенск. Глины могут быть использованы для изготовления кирпича и в керамической промышленности.

Месторождение каолиновых глин Белая Гора (15) расположено в районе горы Белая Гора и приурочено к коре выветривания гидротермально измененных кислых эффузивов неогенового возраста. Глины залегают в виде покрова мощностью до 2—3 м. Месторождение может разрабатываться карьером и относиться к категории неперемышленных.

Пески распространены в террасах и на пляжах крупных рек, на отменях и косах Сахалинского залива.

Месторождение мыса Литке (3) расположено на озерно-аллювиальной равнине высотой до 5,0 м. Песок среднезернистый, ожелезненный, залегают в виде невывержанного прослоя мощностью от 0,5 до 3 м среди супеси, суглинков и грубозернистых аркозовых песков. С глубины 0,8 м наблюдаются линзообразные прослои мерзлых грунтов, а с глубины 8 м песок обводнен. Примерные запасы 3,2 млн. м³. Месторождение разрабатывается карьером, вручную.

Как видно из вышесказанного, площадь листа богата полезными ископаемыми. Это старый золотоносный район, в котором золото начало разрабатываться с начала XX в. Здесь расположены три крупных месторождения золота: коренное — Белая гора и россыпные — Колчан и Сивук. Имеется ряд золотых россыпей меньших размеров. Ревизия отдельных заброшенных приисков подтверждает возможность возобновления на них после детальной разведки эксплуатационных работ. В районе имеются проявления угля.

С Бикчи-Ульским интрузивным массивом связаны пегматитовые жилы с оптическим сырьем, бериллием, танталогниобитами и редкоземельными минералами. В районе довольно широко (горы Белая Гора, Красная Гора, р. Мал. Исса) распро-

странены гидротермально измененные породы типа вторичных кварцитов, с которыми, кроме золота, связаны высокоглиноземные минералы — корунд, андалузит, диаспор, алунит, а также возможна и медно-молибденовая минерализация.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По условиям циркуляции в районе выделяются поровые и трещинные воды. В нижнемеловых осадочных породах и неогеновых базальтах предполагаются пластово-трещинные воды, при благоприятных условиях залегания обладающие местным напором. Поровые воды приурочены к рыхлым морским, озерным и аллювиальным отложениям четвертичного, неогенового и палеогенового возраста. Трещинные воды развиты в верхней трещиноватой зоне эффузивных и интрузивных пород.

Подземные воды залегают на глубине 0,1—20 м в долинах и 30—150 м — на водораздельных участках. Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока из других гидрометрически выше залегающих водоносных горизонтов. В результате неравномерного питания и глубокой расчлененности рельефа режим подземных вод характеризуется крайним непостоянством. Запасы воды распределяются по площади неравномерно и сосредоточены преимущественно в днищах крупных речных долин. Значительным водопитанием, препятствующим инфильтрации атмосферных осадков, часто является островная многолетняя мерзлота (мерзлые грунты). Иногда мерзлота проявляется в виде бугров пучения, сопровождающихся образованием проваловых термокарстовых озер. Мощность мерзлой зоны достигает 2—3 м, иногда и более, если судить по данным соседних территорий. В пределах листа отмечены преимущественно низкотемпературные эрозийные родники, за исключением одного восходящего источника, приуроченного к зоне тектонического нарушения. Минерализация вод весьма слабая, не превышающая 20—50 мг/л, по составу воды гидрокарбонатно-щелочноземельные.

Ниже приводится краткая характеристика водомещающих комплексов пород в зависимости от их литолого-петрографических особенностей, возраста и условий циркуляции подземных вод.

Водомещающие аллювиальные, морские и озерные отложения неогенового и четвертичного возраста слагают пойму, надпойменные террасы и озерно-аллювиальную равнину. На различных участках они представляют разнообразными рыхлыми образованиями: глинами, иловатыми суглинками, супесями, суглинками, разнородными песками, гравием, галькой, валунами, галечниками и реже рыхлыми, плохо сцементированными песчаниками. С поверхности они перекрыты маломощным чех-

лом торфяников (иногда мощностью до 2 м). Глубина залегания уровня грунтовых вод на пойме и I морской террасе составляет 0,1—1,0 м, в нижних течениях достигает 3—4 м, на II и III террасах, по данным колодезь, она колеблется от 0,1 до 11,0 м. На участках, где в рыхлых отложениях присутствуют прослои и линзы глин, воды могут быть с небольшим местным напором. В рыхлых отложениях палеогенового и неогенового возраста грунтовые воды залегают на глубине 4—5 м. Дебиты нисходящих эрозийных источников изменяются от 0,02—0,5 л/сек в слабоводобильных рыхлых породах небольшой мощности и незначительного распространения до 1—2 л/сек, реже 5 л/сек — преимущественно в отложениях поймы и I морской террасы. В связи с неравномерной обводненностью, обусловленной сильной фациальной изменчивостью, породы относятся к пестрым по водобильности. Наиболее обводненными участками являются отложения поймы, I надпойменной и морской террас — на их эксплуатации основано водоснабжение большинства населенных пунктов района. Воды гидрокарбонатно-щелочноземельные с общей минерализацией до 50—60 мг/л. Во время приливов в грунтовых водах прибрежной полосы вследствие связи их с морской водой резко возрастает минерализация — до 90—1000 мг/л, а по составу преобладают гидрокарбонатно-хлоридные воды.

В широко распространенных неогеновых базальтах и андезитах в верхней трещиноватой зоне мощностью до 120 м заключены трещинные воды. При наличии коры выветривания, являющейся глинистым водупором, в базальтах могут быть развиты пластово-трещинные воды, обладающие при благоприятных условиях местным напором. Грунтовые воды залегают на глубине 10—12 м в долинах и 100—120 м — на водораздельных участках. Дебиты нисходящих эрозийных источников изменяются от 0,01 до 3,5 л/сек. Дебиты скважин глубиной от 80 до 165,65 м, заданных на смежной территории в районе г. Николаевка, составляют 4,1—11,9 л/сек при понижениях 30—32 м. Водобильность базальтов определяется различной степенью их трещиноватости, пористостью, условиями залегания и гидрометрическим положением. Наиболее обводнены нижние части склонов. Базальты, залегающие в древних котловинах по рекам Вол. Исса и Койб, обладают значительными и довольно постоянными запасами подземных вод. Воды пресные, слабоминерализованные, по составу гидрокарбонатно-щелочноземельные. Общая минерализация 20—50 мг/л.

Наиболее широко распространены в пределах листа эффузивные породы кислого и среднего состава неогенового и верхнемелового возраста, заключающиеся в верхней трещиноватой зоне мощностью 50—80 м трещинные воды. Водомещающие породы представлены андезитами, дацитами, липаритами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, туфлавами с мало-

мощными пачками туфов, туфопесчанников и алевролитов. Породы разбиты мелкими частыми беспорядочно ориентированными трещинами. Грунтовые воды залегают на глубине 1—5 м в долинах и 50—120 м — на водораздельных участках. В зонах тектонических нарушений изредка фиксируются восходящие источники. Выход одного из них приурочен к тектоническому контакту между неогеновыми липаритами и базальтами. Поднимающиеся струи воды сопровождаются пузырьками газа. Дебит источника 9,3 л/сек. Дебиты нижележащих эрозийных источников изменяются от 0,01 до 1,3 л/сек, преобладают 0,01—0,3 л/сек. Дебиты скважин глубиной от 8 до 185 м, заданные на смежной территории в районе пос. Красное, составляют 0,2—0,27 л/сек при понижении 60—90 м. Воды слабоминерализованные (общая минерализация 20—50 мг/л), гидрокарбонатно-щелочноземельные. По характеру водопроявлений, условиям залегания, а также степени трещиноватости эти породы относятся к слабоводобильным. Максимальная производительность скважин на обводненных участках 0,1—0,3 л/сек, реже 1—2 л/сек.

Осадочные породы нижнемелового возраста слатают несколько разобщенных между собой участков; представлены они песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами и содержат в верхней трещиноватой зоне мощностью 50—60 м трещины, а ниже этой зоны, возможно, и пластово-трещинные воды. Породы разбиты частыми, беспорядочно ориентированными трещинами. В песчаниках преобладают открытые трещины, в алевролитах и глинистых сланцах — закальматированные. Глубина залегания грунтовых вод в долинах 0,4—3 м, на водораздельных участках 50—100 м. Выходы источников приурочены к верховьям распадков и склонам долин, нередко сопровождаются заболачиванием. Дебиты источников меняются от 0,01 до 0,6 л/сек. В с. Сивук приток воды при откачке из колодца составляет 0,04 л/сек при понижении на 0,4 м. Подземные воды гидрокарбонатно-щелочноземельные с минерализацией 20—50 мг/л. Режим подземных вод непостоянен, запасы вод в породах в зимнее время подвержены резкому сокращению. Водонесные породы относятся к слабоводобильным.

Туфогенно-сланцевые породы условно верхнеюрского возраста слатают небольшой участок в юго-западной части района и заключают трещинные грунтовые воды, залегающие, видимо, на глубине до 20—30 м. Источники приурочены к верховьям распадков, часто при выходе вод образуются заболоченность. Дебиты источников от 0,01 до 0,5 л/сек. Воды гидрокарбонатно-щелочноземельные с минерализацией 20—100 мг/л.

Палеогеновые интрузивные породы в верхней трещиноватой зоне мощностью 40—60 м содержат трещинные грунтовые воды. Водовмещающие породы представлены биотитовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, монционитами,

гранодиорит-порфирами. Породы разбиты открытыми водоподводящими трещинами шириной 1—8 мм. Глубина залегания уровня грунтовых вод 1—2 м, реже 5 м в долинах и 40—120 м — на водораздельных участках. В зонах тектонических нарушений возможно наличие напорных вод. Дебиты источников 0,01—1,5 л/сек. Режим подземных вод крайне непостоянен. Интенсивная расчлененность способствует быстрой разгрузке водоносного горизонта. Воды гидрокарбонатно-щелочные с минерализацией 20—50 мг/л, иногда в зонах тектонических нарушений и зонах оруденения воды содержат от 2 до 20 мг/л сульфатов. В погосе побережья воды хлоридные.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Безьгенев Е. Б., Исакова А. И., Савченко А. И., Шадинов А. И. Новые данные по стратиграфии центрально-северной части Сибири-Алтая. Докл. АН СССР, т. 110, № 5, 1956.
- Верещагин В. Н. Основные вопросы стратиграфии мела Дальнего Востока. Сов. геология, сб. 55, 1957.
- Ганешин Г. С. О нагорных террасах в Нижнем Приамурье. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 1, вып. 2, 1949.
- Красный Л. И. Новые данные по геологии и металлогенности Нижнего Приамурья. Сов. геология, № 7, 1940.
- Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, т. 107, № VI, 1956.
- Наковник Н. И., Никитин Д. В. Новое в минералогии золотоносных пород района Белой Горы и вторичные кварциты Дальнего Востока. Сов. геология № 3, 1944.
- Чемекоев Ю. Ф. Опыт геоморфологического районирования южной части советского Дальнего Востока. Мат-лы по четвертичн. геол. и геоморфол. СССР. ВСЕЛЕНИ, вып. 1, 1956.
- Чемекоев Ю. Ф. Четвертичная система Хабаровского края и Амурской обл. Тезисы докл. Всесоюзн. межведомств. совещ. по изуч. четвертичн. пер. М., 1957.
- Чемекоев Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря. Изв. ВГО, т. 89, вып. 3, 1957.
- Фондовая
- Алексейчук С. Н. Геологическое исследование побережья Охотского моря от залива Николая до р. Коль. Фонды ДВГУ, 1936.
- Арсентьев А. В. Геологическое обследование золотоносного района озера Чиа—Орель. Фонды ДВГУ, 1926.
- Арсентьев А. В. Отчет о геологоразведочных работах по Белой Горе. Фонды ДВГУ, 1928.
- Болдовский В. Н. Отчет о результатах геологических работ на пьезокарта за 1952 г. Фонды ДВГУ, 1953.
- Вайман И. И. и Кудряшов В. Т. Отчет о работах Дальневосточной аэромаритимной партии № 8/55 в Хабаровском крае и на о. Сахалин. Фонды конторы «Восточнефтегеофизика» Мин. Нефть. пром., Иркутск, 1956.
- Ведерников Г. С., Бешкарев Т. А. Геология, подземные воды и полезные ископаемые бассейна рек Джиппи-Ул и Мухтель. Фонды 4 ГУ, 1955.
- Ганешин Г. С. и Чемекоев Ю. Ф. Отчет о работах Нижне-Амурской геоморфологической партии. ВГФ, 1946.

Головко В. А., Бронштейн А. Н. О результатах геофизических работ Херлуинской партии в Тууро-Чумкианском, Ульском, Тахтинском и Нижне-Амурском районах Хабаровского края в 1958 г. ВГФ, 1959.

Голованов А. А. Отчет о работах Амурской № 18/51, Тенгинской № 13/51, Попинской № 14/51 и Ледовой № 19/52 гравиметрических партий в междуречье Теньги—Ныш и на льду Амурского лимана и Невельского пролива в 1951—1952 гг.

Данилович В. Д. Геологический очерк левобережья устьевой части Амура. Фонды ДВГУ, 1934.

Елисеева В. К. Окончательный отчет о работе полевых-тематической партии в районе колчедано-полиметаллического оруднения на побережье Сахалинского залива Охотского моря и поисках корунда в районе прииска Сивук. Фонды ДВГУ, 1939—1940 гг.

Зинченко В. Ф. Обязательная записка к подсчету запасов по Колчанскому приисковому Управлению на 1 января 1954 г. Фонды ДВГУ, 1954.

Золотов М. Г. Геологический очерк Нижне-Амурского рудного района. Фонды ДВГУ, 1952.

Иванов Ю. А., Калимбеков Б. А. и Рыбакова А. Д. Материалы к стратиграфии и литологии мезозойских отложений и петрографии интрузий мезозоя и кайнозоя Нижнего Приамурья. Фонды 4 ГУ, 1957.

Кесслер Л. А., Матеева Р. Р. и др. Геология, подземные воды и полезные ископаемые юго-западного побережья Сахалинского залива. Фонды 4 ГУ, 1955.

Красный Л. И. Геологические исследования в районе оз. Орель и западного побережья Сахалинского залива Охотского моря. Фонды ДВГУ, 1938.

Красный Л. И., Кривичкий Л. В., Николаев С. Я. Геологические исследования в юго-западной части листа № 54. Фонды ДВГУ, 1940—1941.

Малков П. Г., Костянин С. Г. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на пьезокарта за 1953 и 1954 гг. Фонды ДВГУ, 1955.

Плахотник В. Г. Стратиграфия кайнозойских вулканогенных образований восточного склона Сихотэ-Алиня к северу от широты бухты Худцин. Фонды 4 ГУ, 1957.

Пономарев В. Г. Отчет о работах Н.-Амурского правительственного отряда в районе г. Николаевска-на-Амуре и рек Бол. и Мал. Исса за 1954 г.

Преображенский И. А. Золотоносный район Белой Горы и Коль-Колчана. Предварительный отчет о геологических исследованиях. Фонды ДВГУ, 1924.

Синдлатов В. А., Синдлатова Я. В., Маркунский В. С. Отчет о работах Нижне-Амурской правительственной партии № 24/53 ГСДВГК в Нижне-Амурской области Хабаровского края, 1954.

Файн Я. И., Шуршалина В. А. и др. Геология, подземные воды и полезные ископаемые притусовской части р. Амур и побережья Амурского лимана. Фонды 4 ГУ, 1955.

Филиппович В. Я. Отчет о работах стратиграфического отряда Амурской геоморфологической экспедиции. ВГФ, 1938—1941.

Чернышев Н. И. Краткий отчет о результатах работ Надевско-Верховской объединенной геологопоисковой партии. Фонды ДВГУ, 1936.

Приложение 1
Список материалов, использованных для составления
карты полезных ископаемых

№ п/п и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер или где издан
1 Богдковский В. Н.	Отчет о результатах геологопоисковых работ на преезюквард за 1952 г.	1953	Фонды ДВГУ, г. Хабаровск
2 Данилович В. Д.	Геологический очерк левобережья устьевой части Амура	1934	Фонды ДВГУ, г. Хабаровск
3 Елисеева В. К.	Окончательный отчет о работе поисково-тематической партии в районе колчеданно-полиметаллического оруднения залива Охотского моря и Тонских корунда в районе прииска Сивук	1940	Фонды ДВГУ, г. Хабаровск
4 Зинченко В. Ф.	Объяснительная записка к подсчету запасов по Колчанскому приискскому управлению на 1 января 1954 г.	1954	Фонды ДВГУ, г. Хабаровск
5 Кесслер Л. А. и др. Матеева Р. Р.	Геология, подземные воды и полезные ископаемые юго-западного побережья Сахалинского залива	1955	Фонды 4 ГУ, г. Москва
6 Мажков П. Г., Костяник С. Г.	Отчет о результатах геологопоисковых работ на преезюквард за 1953 и 1954 гг.	1955	Фонды ДВГУ
7 Преображенский И. А.	Золотосносный район Белой горы и Коль-Колчана	1924	Фонды ДВГУ

Приложение 2

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N-54-XXI
карты полезных ископаемых м-ба 1 : 200 000

№ п/п	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку	Примечание
Металлические ископаемые						
14	III-2	Белогорское, золото	С 1941 г. не эксплуатируется, Законсервировано	К	4, 5, 7	В настоящее время ведутся разведочные работы
13	III-2	Колчанское, золото	Эксплуатируется	Р	4, 5	
6	II-1	Р. Сивук, золото	Отработана	Р	4, 5	
7	II-1	Кл. Апрельский, золото	"		5	
16	III-2	Кл. Покровка, золото	"	Р	5	
Неметаллические ископаемые						
2, 5	I-1	Водораздел рек	Отработано	К	1, 6	
	II-1	Ул — Вынга, пьезокварц				
4	I-2	Мыс Литке, граниты	Не эксплуатируется	К	5	
10	II-3	Мыс Перовского, граниты	"	К	5	
12	III-2	Перевал 210, базальты	"	К	5	
22	IV-4	Пос. Бол. Власьево, базальты	"	К	5	
3	I-2	Мыс Литке, пески	Эксплуатируется	К	5	

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N-54-XXI
карты полезных ископаемых м-ба 1 : 200 000

№ п/п	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку	Примечание
Горючие ископаемые						
18	III-4	Кл. Зимник, торф	Не эксплуатируется	К	5	
Строительные материалы						
9	II-2	Пос. Тывлино, глины	..	К	5	
17	III-3	Пос. Коль-1, глины	..	К	5	

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе N-54-XXI
карты полезных ископаемых м-ба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки по карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
Горючие ископаемые					
20	IV-3	Р. Бол. Иска, бурый уголь	Прослой мощностью 0,25 м в глинах и суглинках	2	
Металлические ископаемые					
19	IV-1	Красная Горка, золото	Гидротермально измененные породы	5	
Неметаллические ископаемые					
11	III-1	Мал. Амыскан, асбест	Приурочено к амфиболово-эпидотовым породам	5	
8	II-1	Верховье кл. Новый, корунд	Обломки в аллювии	3	
15	III-2	Белая Гора, каолиновые глины		5	

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	7
Интрузивные образования	25
Тектоника	39
Геоморфология	46
Полезные ископаемые	49
Подземные воды	56
Литература	60
Приложения	62

Редактор издательства *Н. Е. Кротова*
Технический редактор *С. А. Деникова* Корректор *Т. М. Кушнер*
Подписано к печати 22-11 1963 г.
Формат бумаги 60×90^{1/16}. Бум. л. 2,25. Печ. л. 4,25. Уч.-изд. л. 4,3
Тираж 250 экз. Зак. 04740

Картабрика Госгеолтехиздата
Ленинград, В-26, 19 линия, дом 20