

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВТОРОЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

СКС: № [REDACTED]

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

Серия Хингано-Буреинская

Лист М-53-XXVI

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: *В. В. Бобылев, В. Б. Караулов, И. А. Холопешин*
Редактор: *С. А. Музылев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ,
протокол № 6 от 14 февраля 1963 г.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1966

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-53-XXVI ограничена координатами $48^{\circ} 40' - 49^{\circ} 20'$ с. ш., $133^{\circ} 00' - 134^{\circ} 00'$ в. д., входит в состав Кур-Урмийского района и Еврейской автономной области Хабаровского края.

Район занимает юго-восточные отроги Буреинского хребта, Уликинский хребет, южную часть Поликанского хребта и незначительную часть Средне-Амурской низменности. Рельеф северной горной части района представляет собой сильно расчлененное среднегорье. Вдоль западной границы района возвышается водораздельный гребень, вытянутый почти в меридиональном направлении, состоящий из цепочки конусообразных вершин с абсолютными отметками от 500 до 1200 м (гора Быдыр — 1209 м наивысшая отметка района) и с крутизной склонов от 20° до 40° . Восточнее этого гребня, являющегося отрогом Буреинского хребта, вплоть до долины р. Урми, располагаются слабо расчлененные холмисто-увалистые предгорья с абсолютными отметками от 200 до 400 м. К востоку от р. Урми возвышаются Уликинский и Поликанский хребты, разделенные р. Улика. Они входят в Баджальскую горную систему. Водоразделы этих хребтов вытянуты с северо-востока на юго-запад. Абсолютные высоты их небольшие и колеблются в пределах 300—600 м и только отдельные вершины возвышаются над осевой частью хребтов (гора Трокинда — 939 м, гора Колодок — 699 м). Хребты имеют полого-выпуклые склоны крутизной до 20° . Вершины имеют уплощенную форму. Южную половину листа занимает плоская, ближе к предгорьям пологонаклонная поверхность Средне-Амурской низменности, покрытая труднопроходимыми болотами. Абсолютные отметки равнины не превышают 100—110 м.

Гидрографическая сеть района сильно разветвлена. Большинство рек — Диктанга, Аур, Ин, Созеро, Осахта, Сололи, Кукан и др. принадлежат к бассейну р. Урми. Реки Улика с притоками Толуян, Харбукан и др. и Амер принадлежат бассейну р. Кур. Все реки в своих верховьях горные, характеризуются бурным течением (до 2 м/сек), сравнительно небольшими глубинами (1—2 м), наличием перекатов и заломов. При выходе на

Средне-Амурскую низменность реки Урми, Ин, Улика приобретают черты равнинных рек: спокойные течения (до 6 м/сек), увеличивается глубина до 3—10 м, извилистые русла. Из всех рек судоходна только Урми до пристани Волкан.

Климат района муссонно-континентальный, лето теплое и дождливое, зима ясная, холодная, с малым количеством осадков. Средняя температура зимы — минус 19° — минус 26°; лета +15° — +20°. Количество осадков летом — 300—500 мм, зимой — 50—60 мм.

Распределение растительного покрова в районе неоднородно: гребни и склоны водоразделов покрыты хвойными и смешанными лесами (пихта, ель, кедр, береза, липа, осина, дуб), в долинах и предгорьях широко распространены лиственничные и березово-лиственничные леса с примесью ольхи, ивы, осины. В подлеске развиты лещина, леспедеца, калопанакс, аралия, жимолость, виноградник и т. д. На равнинной территории леса распространены только вдоль рек и на речных возвышениях в виде лиственничного редколесья, дуба и др. Вся остальная территория равнины покрыта луговой и болотной растительностью.

Район заселен слабо. Населенные пункты сосредоточены вдоль р. Урми (сел. Кукан, Чалбух, Наумовка, Томское) и вдоль ж. д. Москва—Хабаровск (ст. Икура, раз. Усов Балаган). Население занято на лесозаготовках, в сельском хозяйстве, обслуживает железную дорогу.

Обнаженность района очень плохая, коренные обнажения редки и приурочены к верховьям крупных рек. Горная часть дешифрированию по аэрофотоснимкам практически не поддается, но равнинная часть дешифрируется вполне удовлетворительно.

Первые сведения о районе, полученные при изыскательских работах в связи с постройкой Сибирской железной дороги, или носят географо-экономический характер (Ресин, 1880; Л. Ф. Бациевич, 1884 г.; К. Н. Дадешкелиани, 1886), или посвящены изучению рыхлых отложений (Э. Э. Анерт, 1912 г.). В последующие годы вплоть до 1935 г. непосредственно на территории листа геологические работы не проводились, но на сопредельных территориях они велись довольно интенсивно (на Малом Хингане — С. В. Константинов, В. Н. Данилович, С. А. Музылев, Г. П. Воларович и др.; хребты Чурки и Ульдура — В. Д. Принада, В. П. Маслов и др.; в районе г. Хабаровска — А. А. Леонтович, В. Д. Принада, А. В. Пэк).

Первая геологическая съемка в м-бе 1:250 000 в районе была проведена в 1935—1936 гг. А. З. Лазаревым, который заложил основы современного понимания геологического строения Кур-Урмийского района. Им была изучена горная часть территории, непосредственно примыкающая к долинам рек Урми и Кукан. Исследователь откартировал допалеозойские образо-

вания, средне- и верхнепалеозойские свиты, мезозойские граниты и эффузивы и четвертичные отложения. Допалеозойские метаморфические образования по А. З. Лазареву разделяются на нижний и верхний отделы. В свою очередь, отделы по литолого-стратиграфическому признаку подразделены на толщи. В нижнем отделе выделены (снизу вверх): 1) слюдяные гнейсы; 2) кварцито-гнейсы; биотитовые гнейсы; 4) кварциты, 5) слюдяные гнейсы; 6) кварциты, 7) биотитовые гнейссланцы. В верхнем отделе выделены три толщи: 1) кварциты; 2) кристаллические известняки и графитистые сланцы; 3) зеленые сланцы.

Не менее дробно подразделены и допалеозойские интрузивные образования. По степени метаморфизма среди них выделены древние и поздние гранитоиды. Древние гранитоиды А. З. Лазаревым разделены по составу пород на семь комплексов (амфиболиты и амфиболовые гнейсы, роговообманковые гранито-гнейсы, очковые гнейсы и мигматиты, гранито-гнейсы и мигматиты, биотитовые граниты, микроклиновые гранито-гнейсы и микроклиновые граниты), а поздние гранитоиды — на четыре комплекса (мигматиты и очковые гнейсы, гранито-гнейсы, плагиограниты и гранодиориты и биотитовые граниты). Столь дробное расчленение комплекса докембрийских образований (как метаморфических, так и интрузивных пород) при последующих работах воспринято не было (С. С. Дарбинян, 1959 г.; А. П. Глушков, 1959 и др.). Палеозойские отложения А. З. Лазарев расчленил на ряд свит: также как и Д. В. Иванов (1898) он в бассейне р. Сычуга (к северу от территории листа) выделил и расчленил девонские отложения на базальную и граувакковую свиты; отложения каменноугольного и пермского нерасчлененного возраста подразделены на шесть свит: 1) базальную свиту песчаников и конгломератов; 2) нижнюю свиту песчано-сланцевого состава; 3) зеленоцветную свиту — туфы, диабазы, кремнистые и глинистые сланцы; 4) свиту кремнистых сланцев; 5) свиту глинистых сланцев и известняков; 6) верхнюю песчано-сланцевую свиту. Стратиграфическая схема палеозойских отложений, предложенная А. З. Лазаревым, без существенных изменений принималась всеми последующими исследователями (П. Н. Кропоткин, 1954; А. П. Глушков, 1956 и др.).

На основе фондовых материалов ДВГУ для Кур-Урмийского района (в том числе и для территории листа) в 1950 г. О. Ф. Шишканова составила геологическую карту м-ба 1:500 000, сопроводив ее геологическим очерком. Несомненная ценность этой работы в том, что для огромной территории Кур-Урмийского междуречья впервые систематизирован весь известный геологический материал и намечены пути возможных поисков полезных ископаемых. Однако, геологическая карта в большей своей части не соответствует современным представлениям о геологическом строении района.

В 1951—1952 гг. аэромагнитной партией ДВГУ территория юга Хабаровского края, а следовательно, и территория листа М-53-XXVI была покрыта съемкой масштаба 1:200 000 (Л. И. Завьялова, Н. В. Иванов, 1953).

В 1957 г. для горных районов, расположенных вдоль р. Урми и Кукана Ю. А. Альбовым, А. Ф. Шпагиным и В. М. Борисовым составлена геологическая карта м-ба 1:500 000. Эти исследователи в отличие от А. З. Лазарева докембрийские отложения расчленили по составу пород и степени метаморфизма на три толщ (снизу вверх): а) биотитовые и двуслюдяные гнейсы и мигматизированные кристаллические сланцы; б) амфиболиты и амфиболовые сланцы и в) слюдяно-кварцевые и слюдяно-кварцево-полевошпатовые кристаллические сланцы. Нижнепротерозойский возраст этих толщ авторы приняли на основании сопоставления их с толщами района Малого Хингана. Верхнепалеозойские отложения эти исследователи расчленили на ряд свит (снизу вверх), свита кислых эффузивов — каменноугольного (?) возраста; улькукская — песчано-сланцевая; куканская — палеотипные основные эффузивы и санарская — кремнистые и глинистые сланцы и песчаники — все нижнепермского возраста.

Два года спустя А. П. Глушков (1959) опубликовал геологическую карту Малого Хингана в масштабе 1:500 000. Для территории листа М-53-XXVI А. П. Глушков с небольшими изменениями использовал материалы Ю. А. Альбова.

В 1958 г. Дальневосточная аэромагнитная партия Западного геофизического треста произвела мелкомасштабную аэромагнитную съемку южной части Хабаровского края. Авторы этой работы — Л. А. Ривош, М. А. Добин и Г. Г. Граневичкий — делают уверенные выводы о возможности применения аэромагнитной съемки для картирования разрывных нарушений мезозойско-кайнозойского возраста. Что касается интересующей нас территории, то представляется очень важным вывод геофизиков о приповерхностном залегании докембрийских образований в бассейне р. Улика. Именно в этом районе нами была собрана фауна, подтвердившая девонский возраст отложений. По-видимому, ниже девонских отложений здесь, как и в других районах (бассейны рек Урми, Кукан и др.) залегают докембрийские образования.

В 1958 г. Л. И. Красный опубликовал геологическую карту листа М-53 и объяснительную записку к ней. Территория листа М-53-XXVI отображена на этой карте по материалам А. З. Лазарева и Ю. А. Альбова.

В это же время В. В. Онихимовским опубликована карта полезных ископаемых листа М-53. Для территории листа М-53-XXVI полезных ископаемых на ней не показано.

В 1959 г. В. В. Бобылевым и А. Д. Уманской составлена сводная геологическая карта листа М-53-В м-ба 1:500 000.

Непосредственно по листу М-53-XXVI был проведен ряд маршрутов, в ходе которых были впервые выявлены девонские отложения и открыты крупные интрузивные массивы мезозойского возраста, четвертичные отложения были расчленены на отделы, а также впервые для описываемого района была составлена гидрогеологическая карта м-ба 1:500 000.

В 1960 г. Средне-Амурская депрессия была покрыта гравиметрической съемкой м-ба 1:200 000 (В. Н. Белогуб, 1961). Этими работами были определены некоторые структурные особенности депрессии. Так для территории листа М-53-XXVI установлено, что структуры Поликанского хребта под слоями рыхлых отложений протягиваются до устья р. Биры в виде поднятий фундамента депрессии. К востоку и к западу от поднятий фиксируются впадины, разделенные разрывными нарушениями. Данные гравиметрической съемки вероятно указывают на блоковое строение фундамента Средне-Амурской депрессии.

Для составления геологической карты района большое значение имело то, что сопредельные территории (листы М-53-ХХ, ХХ, ХХI, ХХV и ХХVI) к началу наших работ были покрыты геологическими съемками масштаба 1:200 000, а некоторые листы (М-53-ХХIX, ХХ и ХХV) были утверждены к изданию. В процессе работы над геологической картой листа М-53-XXVI мы широко пользовались стратиграфическими схемами по сопредельным районам, проверяя и в ряде случаев дополняя их.

Необходимо отметить, что геологические границы описываемого листа с границами сопредельных с запада и севера листов на некоторых участках остались неувязанными. В бассейне р. Трокинда на листе М-53-ХХ выделены верхнетриасовые отложения. Теперь установлено, что эти отложения, простираясь к югу, переходят на описываемую территорию и содержат здесь верхнепермскую фауну. На этом основании на публикуемой карте они показаны верхнепермскими, а не триасовыми отложениями.

На правом берегу р. Ян на листе М-53-ХХ показаны протерозойские гранитоиды. В результате более новых исследований установлено, что в этом районе к северу и югу от границы листа распространены гранодиориты поздне мелового возраста.

На правом берегу р. Ин на листе М-53-ХХV показано широкое распространение современных и средне-верхнечетвертичных отложений. В результате специальных работ, проведенных Четвертым геологическим управлением, а также на основании дешифрирования аэрофотоматериалов, сейчас удалось более точно установить возраст четвертичных отложений и уточнить границы их распространения, не совпадающие с границами четвертичных отложений листа М-53-ХХV.

В основу геологической карты листа М-53-XXVI положены полевые исследования В. В. Бобылева, В. Б. Караулова и др., проведенные в 1960—1962 гг.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа М-53-XXVI принимают участие метаморфические, осадочные и вулканогенные породы протерозойского, девонского, пермского, мелового и неогенового возраста, в различной степени дислоцированные, осложненные большим количеством разрывных нарушений. Более половины территории перекрыто рыхлыми четвертичными отложениями, выполняющими Средне-Амурскую депрессию и широкие речные долины.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Дичунская свита ($Pt_1 d\check{c}$). Амфиболиты, слагающие эти свиту, распространены на левобережье р. Урми, в междуречье Урми и Кукана и отчасти на правобережье р. Урми выше с. Кукан. Они залегают в виде крупных останцов (ксенолитов) среди протерозойских гранитоидов. Останцы эти вытянуты в северо-северо-восточном направлении, имеют размеры от 2—4 до 8—10 км в длину и образуют в целом несколько узких полос того же простирания, наиболее длинная из которых прослеживается вдоль левого борта долины р. Урми на расстояние около 30 км. Амфиболиты слагают также небольшие, не выражающиеся в масштабе карты, участки среди протерозойских метадiorитов и метагаббро и находятся с ними в сложных соотношениях (контакты нечеткие, расплывчатые). На контакте с протерозойскими гранитоидами в амфиболитах повсеместно наблюдаются послойные мигматиты.

Состав свиты очень однообразный — она сложена исключительно амфиболитами, различающимися между собой только по количеству амфибола и по размеру кристаллических зерен (встречаются средне- и мелкокристаллические разновидности).

Амфиболиты темные, зеленовато-серые, до черных, состоят из роговой обманки (50—60%, иногда до 80%) и андезина № 35—45 (40—50%). Они обладают гнейсовидной или сланцеватой текстурой и гранобластовой структурой, иногда с реликтами призматически-зернистой структуры. Акцессорные минералы представлены титанитом и рудным.

Амфиболиты могли образоваться за счет глубокого метаморфизма древних эффузивных пород среднего и основного состава и пластовых интрузий того же состава, смятых в складки вместе с вмещающими породами. Судя по ориентировке плоскостей расланцевания, породы смяты в узкие изоклиналиные складки с углами падения крыльев 60—90° и с северо-северо-восточным простиранием.

Видимая мощность свиты не менее 1000 м.

Прямых геологических данных для определения возраста этой толщи в пределах листа М-53-XXVI недостаточно. Все контакты амфиболитов с кристаллическими сланцами, отнесенными к урильской свите нижнего протерозоя — тектонические. Однако, сравнение этих толщ, которое будет приведено после описания урильской свиты, позволяет считать, что амфиболиты являются самыми древними образованиями в пределах изученной территории. По составу пород и степени метаморфизма толща амфиболитов аналогична образованиям, входящим в состав древнейших докембрийских толщ, объединенных в амурскую серию и имеющих по мнению большинства исследователей нижнепротерозойский возраст.

На территории листа М-53-XXVI эта толща была выделена Ю. А. Альбовым в 1957 г. под названием диктангинской свиты (р. Диктанга — правый приток р. Урми). В сводной легенде Хингано-Буреинской серии листов ей соответствует дичунская свита нижнепротерозойского возраста. Под этим названием мы и выделяем толщу амфиболитов.

Урильская свита (?) ($Pt_{1ur}?$). На правобережье р. Урми, в бассейне рек Диктанга и Ин, распространена толща двуслюдяных полевошпатово-кварцевых кристаллических сланцев и слюдистых кварцитов. Здесь она сохранилась в крупных тектонических блоках среди протерозойских гранитоидов, метадiorитов и амфиболитов и приурочена к ядру древней синклиналиной структуры. Кроме того, она встречена в ряде мест на левобережье р. Урми (северо-западнее лесоучастка Левга, на водоразделе рек Осахта и Сололи, к северо-западу от горы Трокинда), но занимает такую малую площадь, что в масштабе карты не выражается.

Представлена толща двуслюдяными (мусковит-биотитовыми) полевошпатово-кварцевыми кристаллическими сланцами и слюдистыми кварцитами, иногда гранатсодержащими. Значительно реже встречаются графитово-слюдисто-кварцевые кристаллические сланцы. Одной из характерных особенностей пород толщи является четко выраженная полосчатость, обусловленная чередованием прослоев мощностью от 0,1—0,5 см до 0,1—0,5 м, различающихся между собой по составу (главным образом, по количеству слюд). Хорошая выдержанность этих прослоев, наряду с некоторыми другими признаками, указывающими на осадочную природу исходных пород (окатанность зерен циркона, наблюдаемая под микроскопом), позволяет считать, что полосчатость и параллельная ей сланцеватость совпадают с направлением первичной слоистости.

Лучше всего эти породы обнажены в обрывах правого борта долины р. Урми в 8—10 км выше с. Кукан. Здесь хорошо видно, что кристаллические сланцы пронизаны кварцевыми прожилками мощностью от 1—2 мм до 5—10 см (обычно послойными, реже секущими), на отдельных участках обладают микро-

плойчатостью и разбиты множеством мелких разрывов. В разрезе по р. Урми породы круто ($60-70^\circ$), в общем моноκли-нально, падают в восточном и юго-восточном направлении. На других участках наблюдаются северо-западные и юго-западные падения, причем углы иногда очень пологие (до $20-30^\circ$). По-видимому, кристаллические сланцы образуют сложные складки, часто изоклинные и опрокинутые.

Разрез толщи очень однообразен и выделить пачки разного состава не представляется возможным. Под микроскопом можно различать породы по содержанию слюд, присутствию или отсутствию граната и других аксессуарных минералов, но макроскопически они очень сходны.

Двуслюдяные полевошпатово-кварцевые кристаллические сланцы резко преобладают в составе толщи. Они представляют собой тонко рассланцованные породы, серого или темно-серого цвета, с шелковистым блеском на плоскостях рассланцевания, по которым они легко раскалываются на плитки. Помимо сланцеватости, породы обладают тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием темных прослоев, обогащенных слюдами, со светлыми полевошпатово-кварцевыми прослоями. Структура лепидогранобластовая, а для отдельных прослоев — гранолепидобластовая. Породы состоят из кварца ($35-60\%$), плагиоклаза ($15-30\%$), мусковита и биотита ($10-50\%$, в отдельных прослоях до $60-70\%$). В небольшом количестве (менее 5%) присутствуют циркон, апатит, рудный минерал, иногда гранат. Характерно, что скопления зерен граната приурочены к отдельным прослоям. Это, наряду с хорошей окатанностью округлых зерен циркона, может указывать на первичноосадочную природу кристаллических сланцев.

Слюдистые кварциты встречаются в виде прослоев среди двуслюдяных полевошпатово-кварцевых кристаллических сланцев и отличаются от них только количеством слюд и полевых шпатов. Эти породы серого или буровато-серого цвета, с массивной или слабо выраженной полосчатой текстурой, и гранобластовой, местами лепидогранобластовой структурой. Они почти нацело состоят из кварца с примесью (до 10%) биотита, плагиоклаза, апатита, рудного минерала и иногда граната. Количество рудного минерала (магнетита) иногда достигает $5-7\%$.

Графитово-слюдисто-кварцевые кристаллические сланцы представляют собой породы темно-серого цвета, со сланцеватой, тонкополосчатой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Они состоят из кварца (около 50%), слюд (около 20%), плагиоклаза ($10-15\%$), графита (до $15-20\%$) и рудного минерала.

Видимая мощность свиты не менее 1000 м.

Как уже отмечалось выше, все контакты этой свиты с другими образованиями (за исключением контактов с раннепалео-

зойскими гранитоидами) тектонические. При сопоставлении с соседними районами выясняется, что толща двуслюдяных полевошпатово-кварцевых кристаллических сланцев и слюдистых кварцитов по составу имеет сходство, с одной стороны, с урильской свитой нижнего протерозоя, с другой стороны — с самырской толщей верховьев р. Буреи (верхний протерозой). В связи с отсутствием прямых геологических данных и необходимостью увязки с соседними изданными листами геологической карты, мы выделяем эту толщу под наименованием урильской свиты нижнепротерозойского возраста.

В то же время, имеется целый ряд фактов и соображений, заставляющих сомневаться в нижнепротерозойском возрасте этих образований. Среди кристаллических сланцев и кварцитов отсутствуют инъекционные гнейсы и мигматиты, широкое развитие которых характерно для урильской свиты, распространенной на сопредельной с севера территории (Дарбинян и др., 1959). Не случайно, по-видимому, некоторые исследователи (Альбов, 1957; Глушков, 1959) выделяли эти породы в качестве самостоятельной толщи, отличающейся от урильской свиты (расканджинская свита по Глушкову). В непосредственной близости от кристаллических сланцев распространены амфиболиты, граниты и гнейсо-граниты. При сравнении кристаллических сланцев и кварцитов с амфиболитами дичунской свиты создается впечатление, что толща амфиболитов претерпела более глубокий метаморфизм. Амфиболиты повсеместно, даже на значительном удалении от контактов с массивами гранитов и гнейсо-гранитов, пронизаны большим количеством гранитоидных жил и прожилков, в то время как в расположенных рядом с ними кристаллических сланцах гранитоидные инъекции отсутствуют. Все эти факты позволяют сделать вывод, что мы имеем дело с реликтами двух разновозрастных метаморфических комплексов, разделенных во времени этапов внедрения древних гранитоидов. Естественно было бы считать, что амфиболиты являются частью нижнепротерозойской амурской серии, кристаллические сланцы и кварциты относятся к верхнему протерозою, а гранитоиды, прорывающие амфиболиты и не затрагивающие толщу кристаллических сланцев, имеют раннепротерозойский возраст.

Таким образом, не исключено, что описываемая толща имеет верхнепротерозойский возраст и соответствует самырской толще, выделенной в верховьях р. Буреи. В качестве урильской свиты она выделяется условно.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские отложения слагают хребты Уликинский и Поликанский. Они представлены морскими образованиями с прослоями и линзами эффузивных пород. Фаунистически доказано наличие девонской и пермской систем. Каменноугольные отложения в пределах района не установлены.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонского возраста в пределах описываемого района установлены впервые в 1958 г. (Григорьев, Бобылев и др.) и более подробно изучены в 1960—1961 гг. (Бобылев, Левицкий). Их распространение ограничено бассейном рр. Толуян и Трокинда. По составу пород и условиям залегания они хорошо сопоставляются с девонскими же отложениями верховьев р. Урми и Кукан-Урмийского междуречья, где последние еще со времен работ А. З. Лазарева (1936) подразделяются на две среднедевонские свиты, которые позже были выделены под именем пачанской и ниранской*. Девонские отложения района также четко подразделяются на две толщи, но их возраст более ранний: они имеют ниже-среднедевонский возраст.

Нижний отдел (D_1)

Повсеместно в основании девонских отложений залегает толща, сложенная или грубозернистыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками или конгломератами. На протерозое она залегает с резким угловым несогласием. Наиболее четкое взаимоотношение между базальными слоями девона и протерозойскими образованиями наблюдалось на водораздельном гребне р. Толуян и левого притока р. Тала-Бира. Здесь непосредственно на протерозойских гранитах залегают грубые кварцевые песчаники, содержащие остатки стеблей морских лилий *Pentagonocyclicus* cf. *medius* Yelt. и *Hexacrinus* cf. *mamillatus* Yelt. et Dubat. (определения Р. С. Елтышевой). Песчаники светло-серые, грубозернистые (размер зерен от 1,5 до 3 мм), сложенные плохоокатанными зернами кварца, сцементированными глинистым или глинисто-слюдистым цементом. Мощность песчаников 130 м. Вверх по разрезу песчаники довольно резко, но без следов несогласия или перерыва сменяются отложениями верхней толщи. Кварцевые песчаники в основании девонских отложений установлены также в ряде обнажений на водораздельном гребне рек Толуян и Мал. Толуян, в бассейне р. Трокинда, и на восточном склоне горы Трокинда.

В ряде обнажений по левобережью р. Толуян базальные отложения девона представлены конгломератами и разнозернистыми аркозовыми песчаниками. Гальки конгломератов размером от 1,5 до 8 см и представлены кварцитами и гранитами. Степень окатанности галек — средняя. Цемент конгломератов

* По данным А. А. Головневой (1958), С. С. Дарбиняна (1959) и других, возраст ниранской свиты, которая довольно хорошо охарактеризована фауной, изменяется в пределах от живетского — в бассейне рр. Пачан и Пошоев до верхнеэйфельского — живетского — в бассейне р. Кукан. Возраст пачанской свиты, почти неохарактеризованной фауной, определяется ее стратиграфическим положением под ниранской свитой.

грубопесчаниковый. Как конгломераты, так и песчаники сильно рассланцованы.

Нижедевонский возраст толщи песчаников и конгломератов определяется ее стратиграфическим положением под верхней толщей, имеющей ниже-среднедевонский возраст. Отмеченная выше фауна криноидей из отложений толщи не противоречит этому возрасту.

Мощность нижней толщи не выдержана по простиранию и изменяется от 90 м (гора Трокинда) и 100—130 м (р. Толуян) до 250—300 м (р. Трокинда).

Нижний и средний отделы нерасчлененные (D_{1+2})

Конгломераты и песчаники согласно перекрываются алевролитами, песчаниками, аргиллитами, известковисто-аргиллитовыми сланцами, реже кремнисто-глинистыми сланцами и известняками, образующими в совокупности верхнюю толщу девонских отложений. На водоразделе р. Толуян и левого притока р. Тала-Бире выше базальных слоев песчаников залегают средне- и мелкозернистые аркозовые и полимиктовые песчаники серого и зеленовато-серого цвета, темно-серые алевролиты и аргиллитовые сланцы. К низам этой толщи, имеющей здесь мощность 370 м, приурочены прослойки и линзы темно-серых известняков, нередко глинистых. В мелкозернистых песчаниках и известняках собраны многочисленные остатки трилобитов, брахиопод и криноидей нижедевонского — нижеэйфельского возраста. Девонские отложения несогласно перекрываются верхнепермскими осадками. Восточнее, на водоразделе рек Толуян и Мал. Толуян состав пород верхней толщи почти не меняется. Как и в описанных выше обнажениях, здесь выше нижней толщи согласно залегают аркозовые разнозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитовыми сланцами. В песчаниках и алевролитах также собраны остатки трилобитов, брахиопод и мшанок нижедевонского — нижеэйфельского возраста. На самом юге водораздела наблюдались более высокие слои верхней толщи, представленные переслаиванием алевролитов, аргиллитовых сланцев и кремнисто-глинистых пород. В известняках, образующих линзы и маломощные прослойки среди алевролитов и аргиллитовых сланцев, собраны мшанки и криноидеи живетского возраста. Мощность верхней толщи равна 700—750 м (мощность вычислена графически). Состав пород верхней толщи по простиранию в северном направлении заметно изменяется.

По правобережью р. Толуян от ее среднего течения и до верховьев, а также в бассейне р. Трокинда, в составе пород верхней толщи известняки и известковистые породы или совсем отсутствуют или встречаются крайне редко. Резко преобладают алевролиты, содержащие отпечатки мшанок и криноидей, увели-

чивается количество прослоев аргиллитовых сланцев, песчаники играют подчиненную роль или совсем выпадают из разреза. В ряде обнажений отмечаются редкие прослои кремнистых пород. В этом же направлении сокращается мощность верхней толщи, от 700 м на юге (против устья р. Тала—Бира, до 350 м), до 350 м (р. Трокинда) и 100 м (разрез у горы Трокинда) на севере.

В основании верхней толщи собрана фауна*: трилобиты *Phacops* aff. *logani* Hall, *Ph.* sp., *Synphoria* sp. и *Calymene* sp.; брахиоподы — *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Levenea* sp., *Aulacella* (?) sp., *Uncinulus* sp., *Delthyris* sp., *Paraspirifer* (?) sp., *Chonetes* sp., *Mucrospirifer* sp., *Spinocyrtia* sp. и ряд крупных *Schuchertella* — подобных форм; мшанки *Fistulipora* sp., *Reteporida* sp., *Hemitrypa* sp. ex gr. *devonica* Nekh., *Hemitrypa* sp., *Streblotrypella* sp., *Sulcoretepora* sp., *Hemitrypella* sp., *Fenestella* sp., *Semicoscium* sp., *S.* sp. ex gr. *angerlyki* Nekh., *Isotrypa* sp.; трилобиты, обладающие наилучшей сохранностью, указывают на принадлежность заключающих их отложений к нижнему девону. Брахиоподы не противоречат этому выводу и только мшанки дают более молодой — среднедевонский возраст. Поэтому возраст отложений, содержащих приведенную выше фауну, принимается как раннедевонский — раннеэфельский (В. В. Бобылев, Е. С. Левицкий, 1961).

Из верхних слоев верхней толщи в обнажениях на левобережье р. Толюян вблизи ее устья собрана фауна: мшанки — *Hemitrypa* cf. *bugsunica* Nekh., *H.* cf. *sunica* Nekh., *H.* sp., *Semicoscium* cf. *delicatum* Kras., *S.* cf. *kysilschicum* Nekh., *S.* sp., *Fenestella* sp., криноидеи — *Pentagonocyclicus oldoicus* Yelt. et Dubat., *Cyclocyclicus caragandensis* Yelt. et Pen., *C. uryensis* sp. nov. Yelt., *Hexacrinus mamillatus* Yelt., *Anthinocrinus* ex gr. *floriens* Yelt. В бассейне р. Толюян и в верховье р. Трокинда в ряде обнажений, четко не привязанных к разрезу, собрана фауна криноидей, для которых определены: *Hexacrinus* cf. *mamillatus* Yelt. et Dubat., *Hex.* cf. *biconcavus* Yelt. et Dubat., *Cyclocyclicus aequiplicatus* Yelt. et Dubat., *Anthinocrinus* ex gr. *floreus* Yelt. Эта фауна, по заключениям определявших ее палеонтологов, характерна для живетского яруса.

Так как из-за плохой обнаженности отделить отложения с живетской фауной от отложений с нижнедевонской фауной не удалось, то эти осадки объединены в единую толщу, возраст которой устанавливается как ранне-среднедевонский (включительно по живетский ярус).

* Трилобиты определялись Е. С. Левицким, брахиоподы — М. С. Потаповой, мшанки — О. Ф. Лазуткиной и В. П. Нехорошевым, криноидеи — Р. С. Елтышевой.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнепермские отложения распространены только в восточной горной части территории, где они слагают небольшие по площади, разрозненные, плохо обнаженные участки. По составу пород и с учетом фауны, собранной на сопредельных с севера и востока территориях, нижнепермские отложения расчленены на три свиты: ярапскую, утанакскую и джиакуньскую.

Ярапская свита (P_{1jr}). Слагает водораздельную часть Поликанского хребта. На поверхность выходит только верхняя половина свиты; нижняя ее часть и подстилающие каменноугольные отложения обнажаются на северо-восточном продолжении Поликанского хребта за пределами описываемой территории. Изученная часть ярапской свиты представлена алевролитами, аргиллитовыми сланцами с редкими прослоями и линзами кремнистых пород и известняков. Породы свиты подверглись контактовому метаморфизму верхнемеловыми интрузиями.

В основании вскрытой части разреза свиты залегает пачка темно-серых до черного цвета обычно массивных, нередко полосчатых алевролитов с прослоями средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников темно- или зеленовато-серого цвета мощностью от 5—10 см до 2—3 м. Выше по разрезу также преобладают алевролиты, но вместо песчаников здесь появляются прослои серых или темно-серых аргиллитовых сланцев, пачки темно- или светло-серых, нередко пестроокрашенных, кремнистых пород мощностью до 20 м и линзы светло-серых почти нацело перекристаллизованных известняков, содержащих органические остатки мшанок, фораминифер и брахиопод ближе не определенных. Вскрытая мощность ярапской свиты не превышает 600 м.

На отложениях ярапской свиты согласно залегает утанакская свита. Граница между ними проводится по появлению в разрезе прослоев эффузивов.

Непосредственно на территории листа в отложениях свиты фауна, пригодная для определения возраста, не найдена, но вблизи восточной рамки листа на сопредельной с востока территории в бассейне р. Сев. Наи в известняках ярапской свиты были собраны фораминиферы: *Schwagerina* sp., *Acervoschwagerina* sp., *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen, *Tetrataxis* ex gr. *minima* Lee et Chen и целый ряд других форм (сборы В. В. Бобылева, определения М. Н. Соловьевой), комплекс которых характерен для швагеринового горизонта, т. е. для самых нижних слоев нижней перми (В. В. Бобылев, 1962).

Утанакская свита (P_{1ut}). Широко распространена в северо-восточной части района. Она слагает водораздел рек Улика и Лев. Харбукан, а также северо-западные и юго-восточные отроги Поликанского хребта. Состав пород свиты в латеральном направлении не выдержан: вблизи Бурейнского массива, вдоль

Харбуканского и Уликинского разломов свита представлена мощной толщей палеотипных эффузивов основного и среднего состава, тогда как восточнее, в пределах Поликанского хребта, преобладают осадочные породы, с прослоями и линзами эффузивов, занимающих по отношению к осадочным породам подчиненное положение.

Эффузивы, слагающие утанакскую свиту, при выветривании приобретают характерные зеленовато-серые и красновато-бурые цвета. Это свойство свиты, благодаря которому она еще А. З. Лазаревым (1936) была названа «зеленоцветной», позволяет легко ее отделять от подстилающей и перекрывающей свит, залегающих с ней согласно.

В междуречье Лев. Харбукана и Улики свита полностью сложена массивными или миндалекаменными палеотипными эффузивами среднего и основного состава. Редко среди эффузивов отмечаются маломощные прослои туфов. Распределение туфов по разрезу неясно, но в восточном направлении, при удалении от нарушений вдоль границы Буреинского массива количество туфового материала в составе свиты заметно возрастает.

Макроскопически палеотипные эффузивы различаются очень плохо. В составе свиты здесь резко преобладают массивные породы с тонкокристаллической основной массой, в которую погружены очень редкие, размером 0,5—1,0 мм, порфиновые выделения кристаллов плагиоклаза. При микроскопическом изучении среди этих пород различаются базальтовые и андезитовые порфириды.

Другой разновидностью пород, слагающих свиту, являются миндалекаменные андезитовые порфириды. В обнажениях они чередуются с массивными породами и распространены в Харбукан—Уликинском междуречье довольно широко. Миндалины обычно мелкие (0,5—1,5 мм), овальной формы и составляют от 1—2% до 20% породы. Они выполнены хлоритом, кальцитом, эпидотом. При выветривании породы приобретают пористый облик. В отдельных случаях наряду с миндалинами порода содержит крупные (до 1 см) лейсты зеленоватого плагиоклаза. В составе свиты присутствуют диабазы.

Все эффузивы имеют ряд общих свойств. Это, как правило, пестроокрашенные породы, цвет которых варьирует от зелено-серого или буро-зеленого до красновато-бурого. Окраска пород обусловлена, с одной стороны, тонкораспыленным гематитом, а с другой — вторичнообразованными хлоритом и эпидотом. Породы вулканогенного комплекса характеризуются довольно сильной нарушенностью: они перемяты, рассланцованы и милонитизированы. Причем, степень нарушенности пород возрастает при приближении к границе Буреинского массива (верховье р. Лев. Харбукан).

Туфы также зелено-серые или вишнево-красного цвета. Основная масса породы состоит из пепловых частичек (до

3 мм) неправильно угловатой или серповидной формы. В туфах отмечаются разновеликие, неправильной формы обломки эффузивов основного и среднего состава.

Мощность вулканогенной толщи в бассейне р. Лев. Харбукан более 1200 м (вычислена графически).

На Поликанском хребте в составе утанакской свиты преобладают осадочные породы, представленные алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами и аргиллитовыми сланцами с редкими линзами известняков. В основании свиты согласно на ярапской свите залегает пачка зеленокаменных пород, мощностью до 100 м. Выше — пачка темно-серых алевролитов, переслаивающихся с зелено-серыми или темно-серыми неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками, аргиллитовыми сланцами и реже кремнистыми породами. Мощность пачки 400—500 м. В кровле свиты залегает пачка алевролитов и аргиллитовых сланцев с прослоями и линзами порфиритов и диабазов и с линзами известняков. Мощность верхней пачки не более 200 м. Суммарная мощность утанакской свиты на Поликанском хребте — 700—800 м.

Непосредственно в районе фауна не была найдена, но на сопредельных с востока (сборы микрофауны В. В. Бобылева, определения М. Н. Соловьевой) и с севера (сборы Ю. А. Альбова, определения М. И. Сосниной) территориях, вблизи границ листа в известняках утанакской свиты собраны фораминиферы: *Pseudofusulina vulgaris* aff. var. *globosa* (Schellw.), *P. vulgaris* (Schellw.), *P. ex gr. gregaria* Lee, *P. krafftii* Schellw. и др., комплекс которых соответствует надшвагериновой перми (В. В. Бобылев, 1962). На этом основании утанакская свита на Поликанском хребте отнесена к нижней перми. Что касается возраста эффузивов в Харбукан—Уликинском междуречье, которые на смежном листе М-53-XX отнесены к утанакской свите, то имеется ряд фактов, которые ставят под сомнение их нижнепермский возраст. Эти факты следующие. Во-первых, в лаборатории ВСЕГЕИ было проведено одно определение абсолютного возраста андезитовых порфиритов, которое показало 103 млн. лет, т. е. нижнемеловой возраст; во-вторых, базальтовые и андезитовые порфириды не характерны для утанакской свиты и нигде в Кур-Урмийском междуречье в ее составе не отмечены; в-третьих, эти эффузивы имеют сравнительно свежий облик и, наконец, хотя условия залегания эффузивов из-за их однообразного состава не вполне ясны, ряд признаков (изометричная форма мелких контуров эффузивов, характер контактов с докембрийскими образованиями, наличие трех систем трещин и т. д.) указывают на сравнительно пологое залегание этих эффузивов. Поэтому, не исключено, что эти эффузивы при последующих работах будут определены как мезозойские, однако с целью увязки с соседним листом, они показаны условно как эффузивы утанакской свиты.

Джиакуньская свита (P_{1dg}). Выделена на описываемой территории весьма условно, так как из-за плохой обнаженности взаимоотношения утанакской и джиакуньской свит достаточно полно не изучены. Не исключено, что породы, слагающие эту свиту, являются литологической разновидностью отложений утанакской свиты. К джиакуньской свите, распространение которой в районе ограничено двумя небольшими полями в бассейне р. Улика, отнесены алевролиты, кремнистые породы и аргиллитовые сланцы с редкими линзами основных эффузивов. На подстилающей утанакской свите она залегает согласно (С. С. Дарбинян, 1959 г.; Е. И. Бондаренко, 1960), граница между свитами проводится там, где исчезают в разрезе мощные прослои и пачки палеотипных эффузивов.

Разрез джиакуньской свиты представляется в следующем виде. В основании свиты резко преобладают алевритовые, аргиллитовые сланцы, обычно темных окрасок и зеленоватые или темно-серые кремнистые породы с редкими линзами основных эффузивов; верхняя часть свиты сложена темно-серыми или серыми алевролитами с прослоями аргиллитовых сланцев, реже кремнистых пород. Видимая мощность свиты превышает 500 м. Нижнепермский возраст джиакуньской свиты принимается на основании ее согласно залегания на утанакской свите.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения в районе выделены впервые среди образований, относимых ранее к нижней перми (Ю. А. Альбов и др., 1957). Они представлены конгломератами, гравелитами, разнотернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, туфами и туфобрекчиями. На левобережье р. Урми верхнепермские отложения слагают водораздел и отроги Уликинского хребта. На девонских и более древних отложениях верхнепермские породы залегают несогласно и трансгрессивно. По составу пород они подразделены на три согласно залегающие между собой свиты: унгунскую, бабстовскую и середахинскую.

Унгунская свита (P_{2un}). Слагает две вытянутые почти в меридиональном направлении прерывистые и параллельные между собой полосы выходов, из которых западная прослежена почти от северной границы района на юг до горы Какачан, а восточная — от горы Трокинда на севере до горы Амер на юге. Повсеместно отложения свиты залегают на подстилающих образованиях несогласно.

Литологический состав свиты по простиранию пород относительно устойчив. Вдоль западной полосы обнажений распространены конгломераты, гравелиты и грубозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники; вдоль восточной полосы — песча-

ники. Вкрест простирания структур, состав пород резко меняется: в бассейне р. Толуян из разреза подсвиты выпадают конгломераты и на девонских отложениях залегают грубо- и среднетернистые песчаники кварцевого или полимиктового состава. В этом же направлении сокращается мощность свиты от 230—330 м на участке р. Осахта — р. Трокинда, до 200 м — в бассейне р. Толуян.

Строение унгунской свиты на участке от р. Осахта до р. Трокинда такое: в основании разреза почти повсеместно залегают конгломераты, местами совместно с гравелитами. Мощность горизонта конгломератов и гравелитов от 30 до 80 м. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек размером от 3—5 до 10 см, реже валунов до 30 см, представленных кислыми туфами, кварцевыми порфирами, кристаллическими сланцами, гранитами, гранито-гнейсами и кварцем. Цемент конгломератов — песчаный. Обломочный материал гравелитов, размером от 0,1 до 1 см также хорошо окатанный и довольно пестрый по составу. Выше конгломератов и гравелитов залегает пачка грубозернистых полимиктовых аркозовых песчаников темно- или желтовато-серого цвета. В песчаниках содержатся неопределимые флористические остатки и членики криноидей. Мощность пачки песчаников 200—250 м.

Двучленное строение разреза унгунской свиты отмечается и в восточной полосе обнажений. Так в разрезе у горы Трокинда в основании свиты залегает горизонт кварцевых песчаников мощностью 8 м, а выше — пачка среднетернистых полимиктовых темно-серых песчаников мощностью 30 м. К югу от горы Трокинда, вплоть до р. Тала-Бира, состав свиты не меняется, но мощность ее увеличивается до 200 м.

Общая мощность свиты равна 330 м.

Верхнепермский возраст унгунской свиты устанавливается на основании ее согласно залегания с фаунистически охарактеризованной вышележащей свитой.

Бабстовская свита (P_{2bb}). Представлена тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, реже аргиллитовыми сланцами, туфами и туфобрекчиями, на унгунской свите залегает согласно. Граница между унгунской и бабстовской свитами проводится по исчезновению в разрезе средне- и грубозернистых песчаников. Породы бабстовской свиты распространены широко в Урми—Уликинском междуречье на водоразделе и отрогах Уликинского хребта. Лучшее строение бабстовской свиты изучен в междуречье рек Осахта и Сололи в районе с. Васильево, где он имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. На грубозернистых песчаниках унгунской свиты согласно залегают тонкозернистые зеленовато-серые полимиктовые песчаники с ходами червей—илоедов . 200 м
2. Горизонт туфобрекчий, туфов и туфолов кварцевых порфиров . 100—150 ,,

2*

19

Туфобрекчии состоят из большого количества крупных (до 12 см) обломков кислых и средних эффузивов. Туфолавы кварцевых порфиров, как правило, приурочены к кровле горизонтов. Это голубовато- или светло-серая порода, у которой в основной кварцево-полевошпатовой массе включены угловатые, иногда оплавленные кристаллы кварца размером до 5 мм. Туфы светло- и желтовато-серые, кристаллокластические.

3. Средне- и мелкозернистые зеленовато- или желтовато-серые полимиктовые песчаники 180—200 м
4. Темно- и серовато-зеленоватые алевролиты, переслаивающиеся с тонкозернистыми зеленовато-серыми песчаниками. Породы содержат следы ползания червей и неопределенные растительные остатки. В алевролитах на водоразделах левых притоков р. Осахта собрана фауна брахиопод, пелеципод, мшанок, гастропод и кораллов верхне-пермского возраста. Мощность верхней пачки 350—400 м.
- Суммарная мощность бабстовской свиты в бассейне рек Осахта и Сололи 850—950 м.

Состав бабстовской свиты и ее мощность не изменяется или почти не изменяется по простиранию как к северу (обнажение в бассейне р. Толюан — Макит, так и к югу (обнажения в районе горы Какакчан) от с. Васильево. Но разрез свиты в бассейне р. Толюан заметно отличается от приведенного выше: в составе осадков бабстовской свиты здесь появляются аргиллитовые сланцы. Так, на восточных склонах горы Трокинда породы свиты, моноклинально падающие на юго-запад под углом 50—55°, имеют следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. На грубо- и среднезернистых песчаниках унгунской свиты залегает горизонт зелено-серых кремнистых пород с неопределимыми радиоляриями	6 "
2. Переслаивающиеся алевролитистые аргиллитовые сланцы и алевролиты, содержащие ходы илоедов	36 "
3. Тонкозернистые темно-серые песчаники и аргиллитовые сланцы	34 "
4. Тонкопереслаивающиеся рассланцованные темно-серые и серые алевролиты (0,3—0,6 см) и аргиллитовые сланцы (0,1—0,3 см)	107 "
5. Серые и темно-серые среднезернистые полимиктовые рассланцованные песчаники с маломощными прослоями алевролитов	43 "

Верхняя часть разреза тектонически соприкасается с докембрийскими гранитами. Видимая мощность бабстовской свиты 281 м.

Аналогичное строение бабстовской свиты отмечается в целом ряде обнажений на правом берегу р. Толюан на юг от горы Трокинда. Верхнепермский возраст бабстовской свиты устанавливается на основании фауны, собранной в алевролитах на водоразделах верхних левых притоков р. Осахта. По заключению А. Д. Григорьевой, определенные ею брахиоподы: *Spirifer* (*Pterospirifer*) *alatiformis* Lich., *Permospirifer* aff. *keyserlingi* Netsch., *Rhynchopora* *Geinitziana* Vern., *Pseudosyrinx* cf. *kulikianus* T r d c k s., *Spirifer* aff. *Neospirifer* ex gr. *subfasciger*, *Rhynchonella* sp., *Dictyoclostus* sp., *Athyris* sp., *Neophricodothyris* sp., *Neospirifer* sp. характеризуют верхнепермский возраст

осадков, вмещающих их. Среди пелеципод и гастропод из тех же отложений, что и брахиоподы, М. В. Куликов определил: *Aviculopecten sissensis* Masl., *Aviculopecten* sp., *Schizodus obscurus* Sow., Sc. cf. *rossicus* Vern., *Dellopecten hiemolus* Salt. и др. формы, являющиеся типично верхнепермскими.

Середухинская свита (P_{2sr}). Слагает водораздельную часть Уликинского хребта, протягиваясь полосой шириной от 1,5 до 3,0 км от северной границы района на юго-юго-запад до широты р. Солали. Она на подстилающих отложениях залегает согласно и представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, туфолавами кварцевых порфиров, туфами и туфобрекчиями.

Разрез свиты, описанный на водоразделе южнее р. Трокинда имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Мелкогалечниковые конгломераты и гравелиты с хорошо окатанной галькой песчаников, туфолав кварцевых порфиров, роговиков и гранитов. Размер гальки от 0,5 до 4—5 см. Цемент песчаниковый	30 "
2. Туфобрекчии, туфы, туфолавы кварцевых порфиров	40 "
3. Светло-серые грубо- и среднезернистые песчаники	50 "
4. Зелено-серые и серые с розоватыми оттенками мелкозернистые полимиктовые песчаники	40 "
5. Серые и светло-серые окремненные алевролиты	60 "
6. Переслаивающиеся темно-серые алевролиты и аргиллиты с прослоями светло-серых мелкозернистых песчаников. В породах многочисленны растительные остатки — отпечатки хвощей и листьев кордаитов. Мощность более 30 м.	

Общая мощность (вскрытая) разреза 250 м.

Разрез, близкий к описанному, наблюдается также на водоразделе Уликинского хребта к юго-востоку от г. Каптрыгалак, а также в ряде других районов.

Состав середухинской свиты выдержан по простиранию, но, как и в других верхнепермских свитах, он заметно меняется вкост простирания. При пересечении свиты с востока на запад отмечается огрубление песчаного материала, появление прослоев и горизонтов гравелитов и конгломератов. Один из таких горизонтов конгломератов был прослежен на протяжении 8 км (от верховьев левого притока р. Толюан — Макит к юго-западу до широты горы Толюан). Нередко среди горизонта конгломератов отмечается осадочная брекчия. Осадочная брекчия и гальки конгломератов середухинской свиты указывает на то, что эти породы образовались в результате внутриформационных разрывов.

Особое место в разрезе свиты занимает горизонт туфов и туфобрекчий. Он прослеживается почти повсеместно вдоль контактов середухинской и бабстовской свит.

Во всех изученных обнажениях горизонт имеет двучленное строение: в основании горизонта залегает пачка туфобрекчий зеленовато-серых или фиолетовых с обломками эффузивных

пород размером от 0,5 до 12 см, мощностью 30—50 м; выше залегает пачка туфолав кварцевых порфиров светло-, зеленовато- и голубовато-серых с крупными (до 5 мм) включениями кварца, мощностью 40—60 м.

Верхнепермский возраст середухинской свиты определяется ее согласным залеганием на бабстовской свите. Кроме того, в отложениях свиты в ряде мест собраны отпечатки хвощей и листьев кордаитов, а также гастроподы и брахиоподы. Брахиоподы по А. Д. Григорьевой представлены: *Neospirifer* cf. *subfasciger* Lich., *Athyris* (?) sp., *Orthotetes* (?) sp. Среди гастропод В. А. Востокова определила *Iunnania* sp. Эта фауна не противоречит верхнепермскому возрасту свиты.

Мощность середухинской свиты более 250 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловая система представлена комплексом вулканогенных образований, разрез и мощность которых здесь резко сокращены по сравнению с районами, расположенными северо-восточнее и юго-западнее.

Нижний отдел

Солонечная свита (С_{Г1sl}). Породы этой свиты встречены только на северо-западе района, где они выходят в виде прерывистой полосы шириной до 1,5 км, окаймляющей с востока, юго-востока и отчасти с запада горный массив Белый Ян, а также в небольших тектонических блоках.

Свита представлена туфолатами фельзит-порфиров и «мелковкрапленниковых» кварцевых порфиров и их туфобрекчиями; реже встречаются фельзит-порфиры и туфы.

Основание свиты в районе неизвестно, поскольку туфолата и туфобрекчии контактируют только с прорывающими их позднемеловыми гранитоидами и являются, по существу, крупным ксенолитом среди последних. Перекрывают эти породы туфолатами и туфами дацитов верхнемелового возраста.

Породы, слагающие свиту, обнажены очень плохо. С помощью мелких горных выработок удалось составить два схематических разреза на восточных склонах горы Белый Ян.

В нижней части разреза, составленного в 4 км северо-восточнее горы Белый Ян, встречены светло-серые и розовато-серые фельзит-порфиры с мелкими щелевидными или трубчатыми порами, выполненными гидроокислами железа. Далее по разрезу следуют (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Массивные туфолата фельзит-порфиров светлого, розовато-серого, реже зеленовато-серого и красновато-бурого цвета	60 м
2. Туфы фельзит-порфиров тонкополосчатые и массивные, мелкозернистые, светлого розовато-серого или зеленовато-серого, иногда красновато-бурого цвета	80 "

3. Массивные туфолата фельзит-порфиров	40 м
4. Чередующиеся массивные туфолата и тонкополосчатые туфы фельзит-порфиров светлого розовато-серого, реже красновато-бурого цвета	40 "
5. Туфолата фельзит-порфиров светлого розовато-серого цвета	100 "
6. Туфолата фельзит-порфиров с отдельными линзами и прослоями туфобрекчий	50 "
Общая мощность по разрезу 370 м.	

Разрез, составленный в 3 км восточнее горы Белый Ян, заметно отличается от приведенного выше. Здесь встречены (снизу вверх):

1. Туфобрекчии фельзит-порфиров, светлые, неравномерно окрашенные, с участками зеленовато-серого и красновато-бурого цвета	5 м
2. Туфолата фельзит-порфиров светлого розовато-бурого или зеленовато-серого цвета, массивные	80 "
3. Туфобрекчии фельзит-порфиров с угловатыми включениями туфолата и туфов фельзитов размером от 1—2 мм до 1—2 см	80 "
4. Туфолата фельзит-порфиров, массивные, светлого розовато-бурого цвета	40 "
Общая мощность 250 м.	

Из сопоставления разрезов видно, что они имеют мало общего: неизменным сохраняется лишь фельзитовый состав пород. Это свидетельствует о непостоянстве разреза свиты и о резких фациальных переходах внутри нее.

Ниже приводится петрографическое описание основных разновидностей пород.

Туфолата фельзит-порфиров — породы светло-серого, розовато-серого и голубовато-серого цвета, содержащие единичные обломочные включения фельзит-порфиров размером от 2 мм до 2 см и немногочисленные (5—15% породы) угловатые кристаллы калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза размером 0,5—2 мм. Основная масса кварцево-полевошпатовая, микрофельзитовая, с отдельными реликтами мелких (0,1 мм) рогулек стекла и обломков кристаллов, что позволяет относить породы к туфолатам. Термин «туфолата» понимается в широком смысле, т. е. предполагается, что наряду с преобладающими первично-туфовыми породами (игнимбритами) могут присутствовать лавы с обломками, захваченными при извержении.

Туфолата кварцевых порфиров отличаются от туфолата фельзит-порфиров лишь наличием небольшого количества мелких (0,5—2 мм) вкрапленников кварца.

Туфобрекчии состоят из крупных обломков фельзит-порфиров и их туфолата, сцементированных туфовой основной массой.

Наряду с туфолатами изредка встречаются розовато-серые фельзит-порфиры, отличающиеся от них отсутствием обломков пород и фельзитовой основной массой без реликтов пирокластической структуры. Иногда они содержат удлиненные щелевидные и трубчатые поры.

Туфы четко отличаются от туфолов лишь в тех случаях, когда они обладают тонкополосчатой текстурой.

Судя по конфигурации границ, свита образует простые пологие складки с углами падения крыльев порядка 10—20°.

Мощность свиты не менее 400 м.

Геологических данных для обоснования возраста толщи в пределах данного района недостаточно. Покровный характер этих образований, слабая дислоцированность и сравнительно свежий облик пород позволяют относить их к мезозойскому эффузивному комплексу.

По характерному облику и составу слагающих пород эта толща очень близка к солонечной свите, широко распространенной к западу и к северу от листа М-53-XXVI. В туфах из этой свиты на листе М-52-XXX (М. Г. Золотов, 1959) собрана флора: *Cephalotaxopsis* ex gr. *acuminata* Krysch. et Flug., *Sphenobaiera* sp. cf. *S. pulchella* Florin., *S. angustifolia* (Hr.) Florin., *S. longifolia* (Pom) Florin., *Phoenicopsis* sp. cf. *angustifolia* Neeg. По мнению И. Н. Сребродольской и М. М. Кошман, флора характерна для нижнего мела.

Таким образом, сопоставляя толщу туфолов фельзит—порфиров и их туфобрекчий с солонечной свитой, мы принимаем для нее нижнемеловой возраст.

Верхний отдел

Толща туфолов и туфов дацитов (ζC_2). Туфоловы и туфы дацитов залегают в виде остатков крупного покрова на северо-западе территории, в районе горы Белый Ян. По-видимому, они были распространены и в пределах Уликинского хребта, где в настоящее время сохранились лишь их корневые части в виде даек дацитов.

Толща несогласно залегает на туфоловах фельзит—порфиров и кварцевых порфиров солонечной свиты нижнемелового возраста, а местами — на ранне-среднепалеозойских (?) гранитах. Перекрывают эти породы только рыхлыми четвертичными образованиями.

Судя по положению в рельефе и по единичным замерам элементов залегания, породы смяты в простые пологие складки с углами падения не более 20°.

Разрез толщи очень однообразен: среди туфолов дацитов, несколько различающихся по цвету, структурам и количеству обломочных включений, встречаются отдельные прослои и пачки их туфов и туфобрекчий.

Туфоловы дацитов представляют собой породы серого и темно-серого (до черного) цвета с афанитовой основной массой, в которой содержатся немногочисленные (5—10%) мелкие кристаллы кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата и обломки пород; кроме того, встречаются линзовидные включе-

ния основной массы или стекла, вытянутые по флюиальности. Текстура обычно флюиальная, иногда массивная. По составу основной массы и вкрапленников породы соответствуют андезитодным дацитам, по терминологии А. Н. Заварицкого. Иногда наблюдаются отклонения в сторону более кислых или более основных разностей, но преобладают породы дацитового состава.

Туфы дацитов относятся к кристаллолитокластическим разностям. Это темные, зеленовато-серые, массивные породы, состоящие из угловатых обломков пород и кристаллов кварца и плагиоклаза, сцементированных пепловой основной массой. Размер обломков 0,1—5 мм.

Мощность толщи, определенная с учетом слабой дислоцированности пород по отметкам кровли и подошвы, достигает 600 м. Несогласное залегание этой толщи на нижнемеловой солонечной свите и сходство с меловыми вулканогенными образованиями указывает на ее меловой (скорее всего, верхнемеловой) возраст. Абсолютный возраст этих пород, определенный на территории листа М-53-XX (С. С. Дарбинян, 1959), составляет 85—90 млн. лет, что соответствует верхнему мелу*.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Олигоцен и миоцен объединенные

Ушумунская свита (?) ($Pg_3 + N_{1,2}$?). В описываемом районе олигоцен—миоценовые отложения на поверхности нигде не выходят. Гравиметрической съемкой (В. Н. Белогуб, 1961) установлено, что мощность рыхлых отложений в южной части территории резко неравномерна. В наиболее прогнутых участках, характеризующихся минимумами гравитационного поля, четвертичные отложения подстилаются, по-видимому, слабо сцементированными конгломератами и песчаниками, а также глинами олигоцен—миоценового возраста. Эти образования довольно широко распространены на смежной с востока территории (И. А. Холопешин, 1960), где они выходят на поверхность, вскрыты скважинами и выделены под названием чернореченской свиты. Мощность их достигает 100 м, а возраст подтвержден находками спор и пыльцы. В типовой легенде Хинга-Буруинской серии этой толще соответствует ушумунская свита.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Средний миоцен (N_1^2)

Среди аккумулятивной равнины на междуречье Ин и Аур имеется несколько плоских останцовых сопок, сложенных базальтами. Они слабо возвышаются над поверхностью окру-

* Абсолютный возраст туфоловы дацита из района горы Белый Ян составляет 111 млн. лет (лаборатория ВСЕГЕИ).

жающей мари, но хорошо видны на местности и на аэрофотоснимках.

Базальты представлены оливиновыми (авгит—оливиновыми) разновидностями, изредка среди них встречаются также долериты. На чем залегают базальты в пределах листа М-53-XXVI, неизвестно. Перекрываются они среднечетвертичными, и, возможно, нижнечетвертичными рыхлыми отложениями.

Помимо покровов, базальты образуют также дайки, приуроченные к трещинам, по которым происходили излияния (например, на западной границе территории, на левобережье р. Бастак).

Оливиновые (авгит—оливиновые) базальты— породы темно-серого, до черного цвета, с массивной или пористой текстурой и порфировой структурой. Вкрапленники составляют до 20% породы и представлены оливином и авгитом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, авгита и оливина и небольшого количества стекла.

По данным, полученным в результате бурения на сопредельной с востока территории, к югу от хр. Вандан, в бассейне рек Помако и Джелюмкен (И. А. Холопешин и др., 1960 г.), базальты залегают практически горизонтально и имеют мощность не более 50 м. Они подстилаются слабо сцементированными конгломератами, песчаниками и глинами, содержащими споры и пыльцу олигоцен—миоценового возраста (чернореченская свита), а местами — более древними породами и частично перекрыты нижнечетвертичными глинами. Еще восточнее, в районе с. Муха-на-Амуре (Е. Т. Михалина и др., 1960 г.) в туфах среди подобных базальтов была обнаружена и определена миоценовая флора.

Эта характерная толща оливиновых базальтов очень широко распространена в Приамурье и ее миоценовый (среднемиоценовый) возраст хорошо доказан во многих местах сборами флоры и палинологически.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения очень широко распространены на территории листа М-53-XXVI, особенно в ее южной, равнинной части. На севере района, в горах и предгорьях, водораздельные пространства и склоны перекрыты почти сплошным чехлом элювиальных образований и отложений склонового ряда (гравитационных, делювиальных и др.), не показанных на геологической карте ввиду их малой мощности (0,5—1,5 м в среднем). Занимающая южную половину района часть Средне-Амурской депрессии и речные долины выполнены толщей аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений мощностью, достигающей 100 м и более. Аккумулятивная равнина и террасы рек заболочены и труднопроходимы. Аллювиальные и озерно-аллювиаль-

ные отложения имеют очень однообразный состав и почти всюду перекрыты органогенными образованиями (торфом и оторфованными суглинками). Все это чрезвычайно затрудняет их изучение и расчленение по возрасту. Однако, использование большого комплекса методов исследований позволило выделить и откартировать отложения всех четырех отделов четвертичной системы. Современные органогенные образования, имеющие очень малую мощность (0,3—1,5 м, редко до 2—3 м), на карте не показаны.

Состав и мощность отложений изучались с помощью горных выработок и геофизических исследований. На территории листа пробурена колонковая скважина механического бурения глубиной 120 м, вскрывшая фундамент депрессии (ст. Икура), имеется 9 скважин шнекового бурения глубиной 20—50 м, 2 скважины ручного бурения глубиной 25—30 м и большое количество зондировочных скважин, пробуренных комплектом «бур геолога». С поверхности отложения вскрыты многочисленными шурфами. Геофизические исследования заключались в проведении вертикальных электрических зондирований по 6 профилям, 2 из которых пересекают депрессию на юге района. Данные ВЭЗ хорошо согласуются с результатами бурения. Кроме того, некоторое представление о мощности рыхлых отложений дает гравиметрическая карта м-ба 1:200 000, составленная В. Н. Белогубом (1961).

Для определения возраста отложений использованы результаты спорово-пыльцевых анализов (45 определений) в сочетании с геоморфологическими наблюдениями.

При картировании широко использовались аэрофотоснимки. Анализ фактического материала по данной и сопредельным территориям показывает, что разновозрастные террасы и озерно-аллювиальные равнины характеризуются достаточно устойчивыми дешифровочными признаками, которые приведены ниже при описании соответствующих отложений. В тех случаях, когда дешифровочные признаки утрачивают свою четкость, границы на карте показаны, как предполагаемые.

Нижний отдел (Q₁)

Нижнечетвертичные отложения приурочены к слабо расчлененной пологонаклонной поверхности, расположенной у подножий Уликинского и Буреинского хребтов. Поверхность эта достаточно хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Она характеризуется светло-серым фототонном (слабо заболоченное редколесье) с перистым рисунком овражно-балочной сети и отличается как от залесенных коренных склонов, так и от сплошь заболоченной поверхности, образованной отложениями среднечетвертичного возраста. Залегают нижнечетвертичные отложения на различных породах — от раннепротерозойских

гранитоидов до миоценовых базальтов и погружаются ближе к центральным частям депрессии под более молодые средне- и верхнечетвертичные образования.

Представлены они глинами, иногда со щебнем, суглинками, песками, галечниками и гравием. Состав и мощность изменяются в направлении от периферии к наиболее прогнутым участкам депрессии.

На правом берегу р. Митрофановка, вблизи узкоколейной железной дороги, зондировочной скважиной вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Глина желтовато-коричневая, в нижней части оглеенная, очень плотная, вязкая, пластичная	2 м
2. Глина коричневая, в нижней части светло-серая, слабо пластичная, с песком и дрсевой гранитов до 15—25%	1,5 „
3. Суглинок серый, плотный, слабо пластичный с песком и дрсевой гранитов до 30—35%	2,2 „
4. Супесь светло-серая с дрсевой и щебнем	1,8 „

На забое — глыбы гранита. Общая мощность поэтому раз-
резу — 7,5 м.

Несколько отличный разрез вскрыт зондировочной скважиной в 3,5 км юго-восточнее горы Амер (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Глина темная, коричневая, в нижней части серая, плотная, пластичная, с песком и плохо окатанной галькой	2,2 „
2. Суглинок коричневый, слабо пластичный, с 15—20% дрсевяно-тесчанистого материала и мелкой гальки	1,4 „
3. Глина серая пластичная	0,6 „
4. Суглинок темно-серый, слабо пластичный, с 20—40% песка и мелкой гальки осадочных и изверженных пород	2,1 „
5. Глина темно-коричневая, плотная, пластичная, с 10—15% песка и мелкой гальки разной окатанности	1,7 „

Общая мощность 8 м.

Таким образом, вблизи склонов нижнечетвертичные отложения представлены глинами и суглинками с дрсевой, щебнем и мелкой галькой. Мощность их колеблется от 1—2 до 8—10 м и резко возрастает по направлению к центральным частям депрессии (судя по геофизическим данным — до 70 м). В районе ст. Икура скважина колонкового бурения вскрыла отложения, условно отнесенные к нижнему отделу четвертичной системы, на глубине 67 м. Они представлены здесь глинистым песком с галькой и гравием, имеют мощность 42 м и подстилаются глинами со щебнем гранитов, переходящими ниже в сильно выветрелые древние гранитоиды.

Образцы, отобранные из шурфов, вскрывших эти отложения, содержат пыльцу и споры, характеризующие, по заключению П. Н. Соколовой, нижнечетвертичный возраст вмещающих пород. При этом, спорово-пыльцевые спектры указывают, что в разных местах на поверхность выходят разные горизонты нижнечетвертичных отложений.

Спорово-пыльцевой комплекс, содержащийся в образце, отобранном на левобережье р. Ин в 17 км выше устья р. Быдыр, характеризуется преобладанием пыльцы лиственных (в основном *Betula*) при большой доле широколиственных (*Fagus, Carpinus, Tilia, Ulmus, Acer, Corylus, Quercus*). Среди пыльцы хвойных преобладает *Pinus*, немного *Picea* и *Larix*. Пыльцы трав очень мало, состав ее бедный. Среди спор преобладает *Polypodiaceae*, *Osmunda*, немного *Bryales, Sphagnum, Lycoperdiaceae*. В целом комплекс пыльцы и спор свидетельствует о распространении в период накопления осадков широколиственных, хвойно-широколиственных и смешанных лесов, в наземном покрове которых господствовали папоротники. В составе лесов присутствовали бук и граб — реликты третичной флоры, пыльца которых не встречается в заведомо более молодых отложениях. По-видимому, образование вмещающих пород произошло в доледниковье, т. е. в первой половине раннечетвертичной эпохи.

Несколько отличный комплекс спор и пыльцы содержится в образцах из шурфа, расположенного в 5 км южнее лесоучастка Бастак. Здесь преобладает пыльца *Betula*, значительную долю составляет пыльца *Alnus* и сравнительно немного пыльцы хвойных (*Pinus, Picea, Abies*) при единичных зернах пыльцы *Tilia, Acer* и небольшом количестве *Quercus*. Пыльцы трав немного, состав ее бедный. Среди спор преобладают *Polypodiaceae* и *Sphagnum*, мало: *Osmunda, Bryales* и *Lycoperdiaceae*. Пыльца и споры очень сильно минерализованы и уплощены. Встречены также спикулы губок и створки диатомей из родов *Melosira* и *Pinullaria*. Комплекс спор и пыльцы свидетельствует о широком распространении ассоциаций березы и ольхи. Формации широколиственных лесов играли незначительную роль. По-видимому, здесь вскрыты нижнечетвертичные отложения, относящиеся к более высоким горизонтам, образование которых происходило одновременно с началом раннечетвертичного оледенения, вызвавшего похолодание и иссушение климата Приамурья. О нижнечетвертичном возрасте пород свидетельствует облик пыльцы *Betula* и *Alnus* близкой к третичным формам и отличающейся по морфологии и степени минерализации от пыльцы из среднечетвертичных и более молодых отложений.

Наконец, спорово-пыльцевой комплекс, содержащийся в образцах из шурфов, один из которых расположен в 2 км южнее лесоучастка Бастак, а другой — в 4 км северо-западнее устья р. Быдыр, свидетельствует об образовании вмещающих пород в условиях еще большего похолодания климата, связанного с оледенением во второй половине раннечетвертичной эпохи. Облик пыльцы *Betula* и *Alnus* обычен для отложений нижнечетвертичного возраста. Комплекс близок к предыдущему, но пыльцы широколиственных здесь еще меньше и очень много пыльцы кустарников (*Ericaceae*).

Средний отдел (Q₂)

Среднечетвертичные отложения очень широко распространены в пределах аккумулятивной равнины на юге района, а также выполняют сравнительно небольшие изолированные впадины в верховьях р. Диктанга и в нижнем течении р. Быдыр и слагают вторую надпойменную террасу крупных рек. Как правило, поверхности, образованные этими отложениями, сплошь заболочены и на аэрофотоснимках выглядят, как однородные серые поля с редкими изометричными темными пятнами (залеженными релками), без следов старых русел и старичных озер.

Представлены среднечетвертичные отложения песками с галькой и гравием, глинами и суглинками, которые залегают на дочетвертичных коренных породах или на нижнечетвертичных глинах и песках и частично перекрыты верхнечетвертичными и современными аллювиальными отложениями. Судя по тому, что в составе среднечетвертичных отложений существенную роль играют пески и глины, а также учитывая их широкое площадное распространение, можно предположить, что накопление этих пород связано с деятельностью блуждавших по равнине рек и временно возникавших проточных озерных бассейнов. Вероятно они являются озерно-аллювиальными образованиями.

Скважиной колонкового бурения в районе ст. Икура вскрыт следующий разрез среднечетвертичных отложений (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок и глина с песком и галькой	2 "
2. Песок разнозернистый с включениями гальки и гравия	2,5 "
3. Гравий различной окатанности с песком и галькой	14,5 "
4. Песок разнозернистый полимиктовый с гравием	15 "
5. Гравий с песком и галькой	2 "
6. Песок среднезернистый и крупнозернистый, глинистый	2,5 "
7. Гравий с песком и галькой	18,5 "
8. Гравий плохо окатанный с редкой галькой	10 "

Ниже встречены глинистые пески, отнесенные к нижнему отделу четвертичной системы (граница условная). Мощность вскрытых этой скважиной среднечетвертичных отложений 67 м.

Шнековые скважины, расположенные вблизи железной дороги юго-восточнее и северо-западнее ст. Икура, вскрывают аналогичные разрезы. Шнековая скважина, пробуренная в 8 км юго-западнее устья р. Оль, встретила среднечетвертичные отложения на глубине 31,4 м. Под верхнечетвертичными песками с гравием (граница условная) скважиной вскрыты (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Глина коричневая, песчаная	7,4 м
2. Песок серый, крупнозернистый, с включением гравия	8,2 "

30

3. Глина серая	3,2 м
4. Песок серый, крупнозернистый	1,5 "
Общая мощность 20,3 м.	

Вблизи западной границы района, в 3 км северо-западнее устья р. Митрофановка скважиной ручного бурения вскрыт следующий разрез среднечетвертичных отложений (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Глина коричневая, в нижней части зеленовато-серая, плотная, вязкая	1,1 "
2. Глина зеленовато-серая, плотная, с дресвой и редкой щебенкой	2,4 "
3. Суглинок коричнево с дресвой и щебнем до 30%	0,5 "
4. Глина зеленовато-серая, песчаная, с гравием	1 "
5. Песок серый, мелко- и среднезернистый, с прослойками глины	2,9 "
6. Глина темно-серая, с гравием, и дресвой	0,9 "
7. Песок серый, разнозернистый, с гравийно-галечниковыми прослойками	6,7 "
8. Гравий с песком и галькой	3 "
9. Песок разнозернистый с гравием и галькой	10,6 "
Общая мощность 29,2 м.	

В образцах с глубины 3,0; 9,3 и 19 м обнаружены пыльца и споры в значительной концентрации, сильно минерализованные. В составе комплекса резко преобладает пыльца *Betula*, среди которой около 30% составляет пыльца кустарниковых форм, главным образом *Betula nana*. Относительно много пыльцы *Alnus*. Пыльцы хвойных немного; значительную долю ее составляет *Larix*. Из широколиственных присутствуют *Corylus* и *Ulmus*. Пыльцы трав немного, но состав ее разнообразный. Среди спор преобладает *Sphagnum* в верхних образцах — *Bryales*. По заключению П. Н. Соколовой, широкое распространение растительных ассоциаций, присущих тундре и лесотундре и сокращение формаций хвойного и смешанного леса свидетельствует о сравнительно холодных климатических условиях, существовавших во время накопления этой части толщи. Наиболее вероятно, что похолодание связано с оледенением Европы и Сибири во второй половине среднечетвертичной эпохи, поскольку по облику пыльца и споры идентичны таковым из отложений, содержащих остатки *Elephas trogontherii* (ст. Вяземская).

Аналогичный разрез вскрыт и другой скважиной ручного бурения, расположенной в 2 км южнее устья р. Митрофановка. В образцах из верхней части разреза содержится спорово-пыльцевой комплекс, идентичный описанному выше, а в образце с глубины 25,3 м — резко отличный комплекс. По заключению П. Н. Соколовой здесь много пыльцы третичного возраста, частично палеогенового, частично неогенового. Кроме того, много очень сильно минерализованной пыльцы *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Pinus* и *Picea* и спор *Polypodiaceae*, по облику которых трудно определить их возраст, поскольку такие формы встречаются и в нижнечетвертичных и в неогеновых отложениях. Не исключено, что некоторая доля пыльцы является нижнечетвертичной и находится *in situ*, а третичная пыльца переотложена.

31

Таким образом, пески, залегающие в нижней части последних двух разрезов, могут иметь нижнечетвертичный возраст.

По данным буровых работ устанавливается, что разрез среднечетвертичных отложений почти всюду имеет двучленное строение: в низах залегают пески с гравием и галькой, в верхах — горизонт глин мощностью от 2 до 9 м. Оба горизонта четко прослеживаются на профилях ВЭЗ. Во впадинах в верховьях р. Диктанга и в нижнем течении р. Быдыр среднечетвертичные отложения имеют существенно глинистый состав.

Общая мощность среднечетвертичных отложений колеблется от 4—6 до 60—70 м.

В образцах из шурфов, расположенных в междуречье Икура и Ин-Бира, на правом берегу р. Быдыр, в 2 км севернее устья р. Толяун, в междуречье Урми и Оль, а также в других местах, содержится комплекс пыльцы и спор, аналогичный приведенному выше и свидетельствующий об образовании вмещающих пород во второй половине среднечетвертичной эпохи.

В образцах из ряда других шурфов (в 2 км западнее лесочастка Бастак, в 2 км западнее и в 5 км юго-западнее устья р. Быдыр, в верховьях рек Ин и Диктанга, а также в 7 км западнее с. Наумовка и в других местах) содержится несколько отличный спорово-пыльцевой комплекс. Он характеризуется резким преобладанием пыльцы (*Betula* (древесных форм), незначительной долей пыльцы *Picea*, *Pinus*, *Alnus*. Из широколиственных присутствует пыльца *Corylus*, *Juglans*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Acer*. Состав трав очень разнообразный. Среди спор преобладают *Sphagnum* и *Polypodiaceae*, немного *Bryales*, единичны *Lycorodiaceae* и *Osmunda*. По заключению П. Н. Соколовой, общий облик и степень минерализации пыльцы и спор обычны для отложений среднечетвертичного возраста, залегающих ниже горизонта с остатками *Elephas Trogontherii*. Комплекс свидетельствует о широком распространении лиственных лесов с преобладанием березы при значительной доле широколиственных. Наиболее вероятно, что образование вмещающих пород происходило в первой половине среднечетвертичной эпохи при температурном максимуме и значительной сухости климата (не исключено, однако, влияние ландшафтных различий). Характерно, что отложения, содержащие спорово-пыльцевой комплекс этого типа, приурочены, как правило, к периферическим частям депрессии, в то время как более молодые отложения, образовавшиеся во второй половине среднечетвертичной эпохи, занимают большие площади ближе к центру депрессии.

Верхний отдел (Q₃)

Аллювиальные верхнечетвертичные отложения слагают первую надпойменную террасу всех рек района. Они вложены в среднечетвертичные пески и глины или в более древние по-

роды, частично перекрыты современным аллювием и представлены галечниками, песками, гравием, супесями и суглинками с прослоями глин. На аэрофотоснимках поверхности, образованные этими отложениями, хорошо дешифрируются по частому чередованию релок и заболоченных участков, большому количеству следов старых русел и старичных озер.

На правом берегу р. Созеро, в 12 км северо-западнее ее устья шнековой скважиной вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Торф (современный)	0,6 „
2. Глина коричневая, вязкая, с редкими включениями гальки	1,4 „
3. Песок с гравием и галькой хорошей окатанности	12,5 „
Вскрытая мощность верхнечетвертичных отложений	13,9 „

Шнековой скважиной в 8 км юго-западнее устья р. Оль вскрыты (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Торф (современный)	1,2 „
2. Глина темно-серая	1,6 „
3. Песок серый, крупнозернистый с гравием	28,6 „

Ниже встречены среднечетвертичные отложения, разрез которых уже приводился. Мощность верхнечетвертичных отложений, вскрытых этой скважиной, составляет 30,2 м.

Приведенные разрезы характеризуют верхнечетвертичные отложения, приуроченные к долине р. Урми. В долинах других рек они имеют еще более грубый состав (галечники с линзами песка и валунами) и почти всегда перекрыты маломощными (0,5—1 м) горизонтом суглинков или глин (пойменная фация аллювия).

Мощность верхнечетвертичных отложений колеблется от 6—7 до 40—50 м (по геофизическим данным).

В образце из зондировочной скважины, пробуренной на первой надпойменной террасе в верховьях р. Ин, обнаружены пыльца и споры, очень слабо минерализованные. Спорово-пыльцевой спектр характеризуется преобладанием пыльцы *Betula* и *Alnus*. Среди последней резко преобладает пыльца *Alnaster*. Пыльцы хвойных мало, около половины ее составляет *Larix*. По заключению П. Н. Соколовой, этот комплекс указывает, что во время отложения пород господствовали ассоциации березы, преимущественно кустарниковой, и ольхи с большой долей лиственницы. Широкое развитие тундровых и лесотундровых ассоциаций свидетельствует о сильном похолодании климата, вызванном, по-видимому, оледенением Европы и Сибири, в данном случае верхнечетвертичным, поскольку облик пыльцы и спор очень свежий, обычный для отложений первой террасы рек Приамурья.

Близкий спорово-пыльцевой комплекс с несколько большим количеством пыльцы лиственных и незначительным участием

широколиственных пород, также характеризующий верхнечет-
вертичный возраст отложений, обнаружен в зондировочной сква-
жине в 2 км северо-западнее с. Кукан.

Современный отдел (Q₄)

Современные аллювиальные отложения слагают высокую и
низкую поймы крупных и малых рек. Они лежат на верхнечет-
вертичных и более древних отложениях и представлены песками
с гравием и галькой, галечниками, суглинками, супесями и
илами. На аэрофотоснимках они четко дешифрируются по
характерным пойменным лесам. Разрезы этих отложений можно
наблюдать в береговых обрывах р. Урми и других рек района.
Мощность современных отложений колеблется от 3 до
12—15 м.

В образце из шурфа, пройденного на высокой пойме р. Аур,
обнаружены пыльца и споры очень свежего облика. По заклю-
чению П. Н. Соколовой, спорово-пыльцевой комплекс характери-
зуется резким преобладанием *Betula*, в основном ее древесных
форм. Пыльцы хвойных очень мало. Немного широколиственных
Corylus, *Juglans*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*. В целом спорово-пыль-
цевой спектр свидетельствует о широком развитии лиственных
лесов с участием широколиственных пород. Смешанных и хвой-
ных лесов было мало. Такой характер растительности существо-
вал в районе в начале голоцена.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы района разнообразны по составу (от
габбро до лейкократовых гранитов), но преобладают среди них
граниты и гранодиориты.

В результате изучения этих пород выделены интрузии четы-
рех возрастов: протерозойские, раннепалеозойские, ранне-сред-
непалеозойские и позднемеловые.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Метадиориты, метагаббро, габбро-амфиболиты (NPt)

Эти породы распространены на левобережье Урми, в между-
речье Урми—Кукан, на правобережье р. Урми севернее с. Кукан
и в верховьях р. Толуян. Они образуют большое количество
мелких и крупных тел, представляющих собой ксенолиты в про-
терозойских гранитоидах. Все они вытянуты в северо-северо-
восточном направлении в соответствии с региональным прости-
рованием протерозойских структур. В том же направлении ориен-
тированы плоскости разгнейсования и расщеливания. Наиболее
крупные тела в центральной части сложены, как правило, мас-

сивными или слабо разгнейсованными средними и основными
интрузивными породами (метадиоритами, метагаббро, реже
метапироксенитами), а по периферии — сильно разгнейсован-
ными и мигматизированными разностями. Мелкие тела обычно
состоят из габбро-амфиболитов.

Обнажены эти породы очень плохо. Один из массивов, рас-
положенный в верховьях р. Мал. Толуян, изучался с помощью
проходки линий канав. Горные работы позволили уточнить кон-
фигурацию массива, выяснить распределение массивных и
полосчатых разностей пород, изучить форму и характер контак-
тов с протерозойскими гранитоидами. Это контакты инъекцион-
ного типа, с мощными зонами мигматизации. Вблизи разрывных
нарушений, которых здесь очень много, все породы сильно раз-
дроблены, катаклазированы.

Анализируя карту, можно заметить, что метадиориты, мета-
габбро- и габбро-амфиболиты пространственно и, по-видимому,
генетически связаны с амфиболитами дичунской свиты нижнего
протерозоя. Непосредственные взаимоотношения между ними
удается наблюдать очень редко и они недостаточно ясны:
в одних случаях контакты резкие, в других — переход от мета-
диоритов к амфиболитам постепенный. Не исключено, что тесная
связь этих образований объясняется происхождением их за счет
глубокого метаморфизма интрузивных и эффузивных извержен-
ных пород, принадлежащих одному и тому же магматическому
циклу.

Нижний возрастной предел этих интрузий не определен;
верхний устанавливается тем, что они, как и амфиболиты дичун-
ской свиты, прорваны и метаморфизованы протерозойскими гра-
нитоидами с образованием на контактах мигматитов.

Метадиориты представляют собой среднезернистые породы
темного зеленовато-серого цвета, массивной, реже гнейсовидной
текстуры. Структура гипидиоморфнозернистая, призматически-
зернистая. Породы состоят из таблитчатых кристаллов андезина
№ 33—37 (60—70%), длиннопризматических, реже ксеноморф-
ных зерен роговой обманки (15—40%) и небольшого количества
(до 5—10%) биотита и кварца, а также акцессорного титанита
и рудного минерала. Как правило, они сильно изменены и
часто почти нацело состоят из серицита, сосурита и хлорита
с отдельными реликтами первичных минералов.

Метагаббро — массивные, среднезернистые, темные, зелено-
вато-серые породы, обычно настолько измененные, что первич-
ный состав и структуры устанавливаются с трудом. Плаггиоклаз
(лабрадор № 55) составляет до 50% породы. Цветные минералы
представлены в основном уралитовой роговой обманкой и хло-
ритом. В центральной части некоторых зерен роговой обманки
сохранились реликты кристаллов пироксена. Присутствует тон-
корассеянный рудный минерал, иногда титанит. Цветное число
40—60%.

Метапироксениты встречаются редко. Это темные, зеленовато-серые, до черных, породы, почти нацело состоящие из продуктов замещения первичных темноцветных минералов (моноклинного и ромбического пироксенов).

Габбро-амфиболиты — породы темного, зеленовато-серого цвета, состоящие из роговой обманки (50—60%) и плагиоклаза — андезина № 35—45 (40—50%) и обладающие гнейсовидной или сланцеватой текстурой и гранобластовой, участками призматическизернистой структурой. Аксессуары — титанитом и рудный минерал.

Граниты, гнейсо-граниты, катаклазиты и милониты (Г Pt)

Протерозойские гранитоиды распространены на правом берегу р. Ин, в междуречьях Ина и Урми, Урми и Кукана и отчасти на левобережье Урми, образуя в целом полосу шириной, достигающей 25 км, вытянутую в северо-восточном направлении. Кроме того, они выходят в крупном тектоническом блоке в верховьях р. Толюян.

Для этих пород характерны: широкое развитие гнейсовидных текстур и бластовых структур, интенсивный катаклиз, милонитизация и окварцевание.

Центральные части крупных массивов слагаются обычно гранитами; гнейсограниты приурочены к их периферии и часто встречаются вблизи контактов с раннепротерозойскими амфиболитами и метадиоритами. Однако, эти закономерности их строения часто стираются в результате широкого развития катаклизированных, милонитизированных и окварцованных пород, приуроченных к мощным зонам северо-северо-восточного простирания, которые секут и центральные и периферические части массивов и связаны с системой крупных разрывных нарушений.

Раннепротерозойский возраст этих пород принимается с известной долей условности на основании их соотношения с амфиболитами дичунской свиты и кристаллическими сланцами уральской свиты (см. стр. 12). Кроме того, следует отметить большое петрографическое сходство их с гранитоидами протерозойского амурского интрузивного комплекса, изученного и описанного в 1939 г. Г. Д. Афанасьевым. На территории листа М-53-XXVI галька этих гранитоидов содержится в базальных горизонтах ниже- и среднедевонских и более молодых отложений. В ряде мест они прорваны раннепалеозойскими гранитами и гранодиоритами.

Граниты представляют собой светло-серые и розовато-серые, среднезернистые, массивные, реже порфиroidные породы гранитовой или бласто-гранитовой структуры. Они состоят из олигоклаз—андезина № 25—35 (25—40%) калиевого полевого шпата (30—50%), кварца (20—30%) и небольшого количества

биотита (до 5%). Аксессуары — рудный минерал, апатит, сфен, гранат.

Гнейсо-граниты отличаются от гранитов гнейсовидной, иногда полосчатой текстурой и бластогранитовой, с участками гранобластовой, структурой. Они состоят из олигоклаз—андезина (30—40%), калиевого полевого шпата (30—40%), кварца (30—40%) и небольшого количества биотита (до 5%). В одних случаях гнейсовидность выражается только в слабо заметной ориентировке листочков биотита и зерен полевых шпатов и кварца, в других — породы приобретают полосчатый вид за счет чередования полос гранитного и существенно кварцевого состава.

Катаклазиты — породы серого или розовато-серого цвета, состоящие из порфирокластов — обломков пород и минералов, уцелевших от раздробления (50—70%) и связующей массы. Структура порфирокластическая. Порфирокласты размером 0,5—5 мм представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и обломками гранитов. Связующая масса состоит из микрозернистого (0,1—0,2 мм) агрегата кварца, полевых шпатов, слюд, аксессуарных и вторичных минералов.

Милониты представляют собой зеленовато-серые или розовато-серые, тонкополосчатые породы, состоящие из микрозернистой основной массы и заключенных в ней немногочисленных (до 30% породы) мелких порфирокластов полевых шпатов. Они характеризуются сланцеватой, часто очковой текстурой и бластомилонитовой структурой. Тонкая полосчатость обусловлена наличием «прослоев», обогащенных цветными минералами. Гранитоидный состав первичных пород устанавливается по составу порфирокластов и основной массы и постепенному переходу от этих пород к катаклазитам и неизменным гранитоидам.

С протерозойским интрузивным комплексом связаны многочисленные неправильной формы жилы аплитов и кварца (мощностью 0,1—0,5 м).

Контактовое воздействие протерозойских гранитоидов выражается в образовании на контакте с метадиоритами, метагаббро и амфиболитами послонных мигматитов.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннепалеозойские гранитоиды распространены на западе территории, в верховьях р. Бастак, где они слагают периферическую часть крупного массива, расположенного в основном на сопредельной территории. Кроме того, они образуют несколько небольших (0,5—10 км²) массивов в междуречьях Ина и Диктанги, Ина и Быдыра, на левобережье р. Урми и в других местах.

Преобладают порфиroidные биотитовые граниты, часто встречаются также лейкократовые граниты и гранодиориты. На

сопредельных территориях (Ю. Б. Сазанов, 1959 г. и др.) среди раннепалеозойских гранитоидов обычно выделяют несколько петрографических групп, соответствующих разным фазам внедрения. В связи с ограниченным распространением этих пород и исключительно плохой обнаженностью территории листа М-53-XXVI выделить такие фазы не удастся.

Эти породы прорывают на изученной территории нижнепротерозойскую толщу кристаллических сланцев и слюдяных кварцитов и перекрыты конгломератами и песчаниками верхней перми. По данным Л. В. Эйриша (1960 г.) аналогичные гранитоиды перекрыты в пределах Добринского хребта среднедевонскими отложениями и имеют абсолютный возраст 350—385 млн. лет (определение по микроклину и валовым пробам) и 450 млн. лет (определение по биотиту), что указывает на их раннепалеозойский возраст.

Порфиroidные биотитовые граниты пользуются наибольшим распространением. Это светло-серые и розовато-серые крупно- и среднезернистые породы с порфиroidной структурой. Порфиroidные выделения микроклина и микроклин—микрорпертита имеют размер до 1—2 см. Главными породообразующими минералами являются: олигоклаз — 30—35%, калиевой полевой шпат (микроклин) — 25—30%, кварц — 30—35%, биотит — 5—15%. Встречаются единичные зерна роговой обманки. Акцессорин — титанит, циркон, апатит, рудный минерал, реже гранат.

Лейкократовые граниты встречены только на западе территории, в верховьях р. Бастак. Они представляют собой светло-серые или голубовато-серые, среднезернистые или неравномернозернистые массивные породы и состоят из олигоклаз—андезина — 30—40%; калиевого полевого шпата (микроклина) 40—45%, кварца 25—30% и биотита 1—5%. Из акцессорных минералов присутствуют гранат, апатит, рудный.

Гранодиориты встречаются в основном на левобережье р. Урми. Они имеют серый, до темно-серого, цвет, массивную текстуру и среднезернистую, иногда порфиroidную структуру. Порфиroidные выделения представлены обычно кварцем. Породы состоят из андезина — 40—45%, калиевого полевого шпата — 15—20%, кварца — 25—30%, биотита 10—15% и роговой обманки — до 5%. Акцессорные минералы представлены гранатом, титанитом, цирконом, рудным.

Нередко встречаются породы, являющиеся переходными между описанными выше разностями — как по минералогическому составу, так и по структурам и текстурам. Иногда среди гранитов и гранодиоритов встречаются породы габбро-диоритового состава (плагноклаз представлен лабрадором, присутствуют пироксены, цветное число достигает 40—50%). Относительно большое количество кварца (до 10%) и присутствие биотита указывают на гибридный характер этих пород.

В целом для этих гранитоидов характерна гипидиоморфнозернистая структура с участками структур прорастания. Однако для отдельных участков массивов, приуроченных к зонам дробления и рассланцевания (например, меридиональная зона в верховьях р. Бастак), характерно широкое развитие бластогранитовой и бластокатакластической структур. Помимо структурно-текстурных особенностей, эти породы отличаются от более молодых гранитоидов сильной измененностью первичных минералов (полевые шпаты пелитизированы и серицитизированы, цветные минералы замещены хлоритом). Благодаря этому, они очень редко имеют «свежий» облик.

В поле развития раннепалеозойских гранитоидов встречаются немногочисленные, небольшие по мощности жилы и дайки аплитов, связанные с ними, возможно, не только пространственно, но и генетически.

Контактовое воздействие этих гранитоидов проявилось очень слабо, поскольку они прорывают в основном близкие по составу породы.

РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ (γ₁ Pz₁₋₂?)

На соседней территории (лист М-53-XX), на правобережье р. Урми (С. С. Дарбинян, 1962), выделены гранитоиды ранне-среднепалеозойского возраста. Эти гранитоиды переходят и на территорию описываемого района, занимая левобережье р. Диктанга. Здесь они представлены в основном гранитами и гранодиоритами, иногда порфиroidными. Так как площадь их распространения невелика, нам не удалось получить дополнительных данных для обоснования возраста этих пород. С целью увязки с соседним листом, мы условно принимаем для них ранне-среднепалеозойский возраст, хотя существование такой группы интрузий вызывает сомнение. Петрографически они весьма близки к раннепалеозойским гранитоидам и, скорее всего, являются их фациальной разновидностью. Ранне-среднепалеозойские граниты выделяет и Ю. Б. Сазанов (1959) на двух участках вблизи западной границы листа М-53-XXVI.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Позднемиловые гранитоиды пользуются самым широким распространением среди интрузивных образований района. Они образуют три сравнительно крупных массива, большое количество мелких тел и представлены гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритами и диорит-порфирами. Эти породы, как правило, отличаются от пород более древних комплексов «свежим» обликом и слабой измененностью первичных минералов.

На территории описываемого листа эти гранитоиды и связанные с ними дайки прорывают с образованием роговиков эффузивные породы нижнего и верхнего мела, а также верхнепермские и более древние осадочные породы. Абсолютный возраст гранитов из района горы Белый Ян составляет 98 млн. лет (лаборатория ВСЕГЕИ)*. Позднемеловой возраст этого характерного, широко распространенного на юге Дальнего Востока, комплекса достаточно хорошо установлен также во многих районах (на хр. Шуки—Поктой, Бол. Хехцир, в Мяо-Чанском районе и в других местах).

Большинство исследователей считает, что внедрение позднемеловых гранитоидов происходило в несколько (до шести) фаз. В пределах описываемого района выделены две фазы: к первой отнесены диориты, диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры, а ко второй — гранодиориты, граниты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры.

Диориты, диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры (δ Сг₂)

Эти породы слагают ряд мелких тел (0,5—1,5 км²), приуроченных к разрывным нарушениям северо-восточного простирания. Они сосредоточены в основном в водораздельной части Уликинского хребта, на правом берегу р. Толуян. С гранодиоритами и гранитами главной фазы эти породы непосредственно не контактируют и выделены в качестве ранней фазы по аналогии с другими районами (М. Г. Руб и др., 1961 г. и др.).

Диориты представляют собой серые, до темно-серых, среднезернистые, массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз (андезин № 40—45) — 55—60%, роговая обманка 20—25% и моноклинный пироксен — 5—10%. Кроме того, встречаются отдельные зерна кварца и калиевого полевого шпата.

Диорит-порфиры темно-серые, до темно-зеленых, полнокристаллические породы с порфиroidной структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (андезином № 40—45) и роговой обманкой и составляют 20—25% породы. Основная масса полнокристаллическая, состоит из тех же минералов и небольшого количества кварца (до 3—5%).

Гранодиорит-порфиры встречаются сравнительно редко. Это полнокристаллические породы светло-серого, до темно-серого цвета с порфиroidной структурой. Порфировые выделения составляют 15—20% объема породы и представлены плагиоклазом (андезином), биотитом и редко — кварцем. Основная масса

* В то же время абсолютный возраст гранодиоритов из района горы Белый Ян оказался равным по данным лаборатории ВСЕГЕИ 235 млн. лет, что объясняется, по-видимому, присутствием ксенолитов палеозойских гранитоидов, ассимилированных в процессе внедрения. В обоих случаях определение производилось аргон-калиевым методом по валовым пробам.

состоит из тех же минералов и имеет микрогранитовую, с участками микропегматитовой, структуру.

Диориты, диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры первой фазы изменены сильнее других пород верхнемелового комплекса. Это объясняется приуроченностью их к разрывным нарушениям, подвижки по которым продолжались после консолидации интрузивных тел. Вблизи этих нарушений породы особенно сильно хлоритизированы и серицитизированы, а местами даже катаклазированы и рассланцованы.

Гранодиориты, граниты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta$, γ , $\gamma\pi$, $\gamma\delta\pi$ Сг₂)

Гранитоиды второй, главной фазы позднемелового комплекса образуют три сравнительно крупных массива: Быдырский, Колдокский и Фаляканский, а также ряд мелких тел; расположенных в пределах Уликинского хребта, на левобережье р. Урми и в бассейне р. Ин.

Быдырский массив расположен на северо-западе территории, в верховьях рек Быдыр, Ин и Ян, среди протерозойских и палеозойских гранитоидов и имеет площадь около 330 км². Большое разнообразие слагающих пород, широкое развитие порфиroidных структур и присутствие мелких и крупных ксенолитов — остатков кровли — указывают на гипабиссальный характер интрузии и неглубокий эрозионный срез. В плане массив обладает в общем изометричной формой с извилистыми контурами. При этом контакты имеют, как правило, северо-западное или северо-северо-восточное направление, благодаря чему массив приобретает нечетко выраженные крестообразные очертания. Интересно, что границы фаций, слагающих его центральную часть, в некоторой степени повторяют эти очертания. По-видимому, это связано с направлением разломов, которые являлись подводящими каналами для магмы. Судя по данным, полученным на сопредельной с запада территории (Ю. Б. Сазанов, 1959 г.), а также по конфигурации границ, которые на отдельных участках (например, в бассейне р. Бол. Сореннак) обнаруживают тесную связь с рельефом и легко могут быть объяснены положим залеганием верхнемеловых гранитоидов на более древних породах, массив представляет собой межформационное тело сложной формы, причем его горизонтальные размеры намного превышают размеры по вертикали. Массивы такого типа пространственно и генетически тесно связаны с меловыми эффузивными образованиями.

В составе Быдырского массива преобладают роговообманково-биотитовые гранодиориты, слагающие его периферическую часть, причем вблизи контактов с вмещающими породами они часто имеют порфиroidную или мелкозернистую структуру. На отдельных участках гранодиориты постепенно переходят в гра-

ниты, макроскопически от них почти не отличающиеся. Центральная часть массива сложена преимущественно гранитами, местами переходящими в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Не исключено, что эти породы относятся к самостоятельной, последней фазе внедрения, но за неимением достаточных данных об их соотношениях с гранодиоритами, мы рассматриваем их в качестве фациальных разновидностей в пределах одной фазы.

Гранодиориты представляют собой светло-серые, среднезернистые, массивные, часто порфировидные породы. Они состоят из плагиоклаза (андезин № 35—40) — 40—45%, калиевого полевого шпата — 15—20%, кварца — 20—25%, роговой обманки 8—10% и биотита 5—7%. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, титанит и рудный. Структура гипидиоморфнозернистая с участками пойкилитовой и монцитовой. Вторичные изменения выражаются в слабой пелитизации и серицитизации полевых шпатов и в хлоритизации цветных минералов.

Граниты отличаются от гранодиоритов в основном большим содержанием калиевого полевого шпата и малым количеством цветных минералов (причем часто встречаются переходные разновидности между типичными гранитами и гранодиоритами). Это обычно породы светлого розовато-серого цвета, среднезернистые, иногда крупнозернистые и порфировидные. Главные породообразующие минералы представлены калиевым полевым шпатом 40—45%, плагиоклазом — 25—30%, кварцем — 20—25%, биотитом — 2—5% и иногда роговой обманкой до 3%. Из аксессуарных встречаются апатит, титанит и рудный. Структура гипидиоморфнозернистая с участками структур прорастания. Вторичные изменения слабые.

Гранит-порфиры светло-серые до розовато-серых; породы с резко выраженным порфировидным строением. Порфиновые выделения составляют 15—25% объема породы и представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Основная масса состоит из тех же минералов и небольшого количества (до 5%) биотита и имеет микрогранитовую с участками микропегматитовой структуры. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, титанитом и рудным.

Колдоковский массив расположен на левобережье р. Урми, в юго-западной части Уликинско-го хребта, среди верхнепермских осадочных пород и докембрийских метаморфических образований. Площадь массива около 35 км². В плане он имеет простую изометричную форму. Большая ширина зоны контакто-измененных пород (до 2—3 км) видимо указывает на сравнительно пологое падение контактов. Судя по разнообразию слагающих пород и широкому развитию порфировидных структур, этот массив является гипабиссальным телом сложной формы, еще слабо вскрытым эрозией. В его составе преобладают ро-

вообманково-биотитовые гранодиориты, местами переходящие в граниты и гранодиорит-порфиры. Эти породы совершенно аналогичны гранодиоритам, гранитам и гранодиорит-порфирам, слагающим периферическую часть Быдырского массива.

Фаляканский массив (по названию горы Фалякан, расположенной на сопредельной с востока территории) находится на юго-западной оконечности Поликанского хребта. Вмещающими породами являются осадочные образования нижнепермского возраста. Большая часть массива расположена на смежной территории листа М-53-XXVII, причем общая его площадь составляет около 75 км² (на площади листа М-53-XXVI — около 25 км²). По форме, условиям залегания и составу слагающих пород он очень близок к Колдоковскому массиву.

Мелкие тела гранитоидов сосредоточены вблизи массивов (Быдырского и Колдоковского), либо вытянуты в виде цепочек вдоль некоторых разрывных нарушений (например, на левобережье р. Урми к югу от горы Колдок). Площадь этих тел от 0,5 км² до 2—3 км². Они сложены обычно гранодиорит-порфирами и гранодиоритами с порфировидной структурой и представляют собой в одних случаях апикальные части почти не вскрытых эрозией массивов, а в других — изолированные образования, приуроченные к разрывным нарушениям, служившим подводными каналами. Однако, все они, по-видимому, связаны с теми же магматическими очагами, что и крупные массивы. По минералогическому составу и структурам слагающие их породы аналогичны породам краевых фаций Быдырского массива, а иногда приближаются к описанным ниже жильным образованиям.

Жильные образования, связанные с позднепермским интрузивным комплексом, представлены широко распространенными дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, аплитов, пегматитов, диорит-порфиритов и спессартитов. Дайки обычно приурочены к разрывным нарушениям различных направлений, имеют мощность от 1—2 до 50 м и протяженность от десятков до сотен метров. В распространении даек в пределах Быдырского массива имеется определенная закономерность: в его центральной части преобладают дайки кислого состава, а по периферии — среднего (гранодиоритового и диоритового) состава. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика жильных пород.

Гранодиорит-порфиры (γδπ) светло-серые до темно-серых породы с порфировидной структурой. Порфиновые выделения составляют 10—15% породы и представлены преимущественно плагиоклазом (олигоклаз—андезином). Микрокристаллическая основная масса состоит из плагиоклаза (10—50%), кварца (20—25%), калиевого полевого шпата (10—15%), небольшого количества биотита и единичных зерен роговой обманки и рудного минерала.

Гранит-порфиры ($\gamma\pi$) — светло-серые и розовато-серые породы с порфировидной структурой, отличающиеся от гранодиорит-порфиров большим содержанием в микрокристаллической основной массе калиевого полевого шпата (до 30—40%).

Аплиты (ι) встречаются сравнительно редко. Это лейкократовые розовато-серые мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца.

Пегматиты (ρ), встреченные всего в двух местах в пределах Быдырского массива, розовато-серые, крупнокристаллические породы пегматоидной структуры, состоящие из крупного (до 2 см) калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца с небольшим количеством биотита и мусковита.

Диорит-порфириты ($\delta\mu$) — массивные, зеленовато-серые породы с порфировидной структурой. Порфиновые выделения андезина № 40—45 и роговой обманки составляют 20—25% породы. Мелко- и микрокристаллическая основная масса состоит из тех же минералов и небольшого количества кварца (до 5%).

Спессартиты ($\delta\kappa$) темные, зеленовато-серые, массивные породы, состоящие из андезина — 40—50% и роговой обманки 50—60%. Структура призматически-зернистая.

Контактовое воздействие позднемеловых гранитоидов наиболее ярко выражается в образовании среди вмещающих осадочных и эффузивных пород широких (до 2—3 км) зон ороговикования и окварцевания. В тех случаях, когда эти гранитоиды прорывают близкие по составу докембрийские и палеозойские образования, контактовые изменения практически не проявляются.

В процессе ороговикования песчаники, алевролиты, аргиллиты и эффузивные породы замещаются агрегатом вторичного мелко- и микрозернистого кварца и мелких листочков зеленовато-бурого биотита, приобретают «сливной» облик и темный (до черного) цвет, часто с розоватым оттенком. Ороговикованные аргиллиты и алевролиты при удалении от контакта с интрузией иногда переходят в пятнистые сланцы (пятнистая текстура обусловлена гнездообразными скоплениями вторичного биотита) и лишь затем — в первичные неизмененные породы.

На левобережье р. Урми в 5 км северо-восточнее горы Качачан в нескольких местах были встречены скарнированные породы. Скарнированию подверглись, очевидно, древние катаклазированные и милонизированные гранитоиды. Контактные изменения в этом случае проявляются в повышенном содержании граната (до 30—40%), графита и в появлении единичных зерен пироксена.

Гидротермальные изменения особенно заметны в эффузивных породах разного состава. Даже на значительном удалении от контакта с интрузией в них наблюдается хлоритизация.

вблизи многочисленных разрывных нарушений, часто породы содержат мелкую вкрапленность пирита, пронизаны прожилками кварца и кальцита. В других породах гидротермальные проявления выражаются в основном в образовании вблизи контакта с интрузией большого количества кварцевых жил и прожилков, с которыми, по-видимому, связана вольфрам-касситерит-золотоносная минерализация.

ТЕКТОНИКА

Район расположен в зоне сочленения двух крупнейших структур Дальнего Востока: Буреинского срединного массива и Сихотэ-Алинской складчатой области. По А. П. Глушкову (1959 г.) и Л. И. Красному (1960) и др. граница между этими структурами проходит по Куканскому (глубинному) разлому. К западу от разлома располагается Буреинский массив (по С. А. Музылеву — 1946 г.; В. В. Онихимовскому — 1960; М. И. Ициксону — 1959 г. — переходная зона); восточнее разлома располагаются тектонические структуры, которые С. А. Музылевым, П. Н. Кропоткиным (1954); Н. А. Беляевским (1958), А. П. Глушковым (1959) и др. отнесены к Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости, а Л. И. Красным и А. М. Смирновым (1957, 1958, 1960) и др. выделены в самостоятельное верхнепалеозойское складчатое сооружение, получившее наименование Баджальской складчатой зоны (С. А. Салун, 1962 г.). Баджальская зона отделяет Буреинский массив от структур Сихотэ-Алинской складчатой области.

Положение района на границе крупных разновозрастных тектонических структур обусловило его характерные черты: интенсивный, сложный по составу и различный по возрасту магматизм, обилие разрывных нарушений, наличие блоковых структур, разнородность осадочных формаций и т. д.

На описываемой территории (рис. 1) отчетливо выделяются четыре района, различающиеся между собой типом осадков и тектоническими структурами. В бассейне реки Урми и ее притоков широко распространены докембрийские образования, слагающие фундамент Буреинского массива. На восточной окраине массива, в междуречье рек Кукан и Толуян, в позднепермскую эпоху сформировался прогиб, выполненный мелководными и прибрежными осадками. Этот прогиб назван Куканским.

На северо-востоке территории района, в бассейне реки Улика, развиты типичные геосинклиальные образования (вулканогенно-кремнистые формации) нижней перми. Они слагают тектонические структуры Баджальского антиклинория. И, наконец, вся южная половина территории района, перекрытая рыхлыми отложениями, входит в состав обширной Средне-Амурской (Амуро-Сунгарийской) впадины.

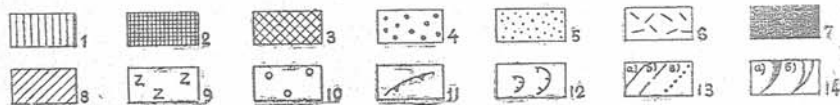
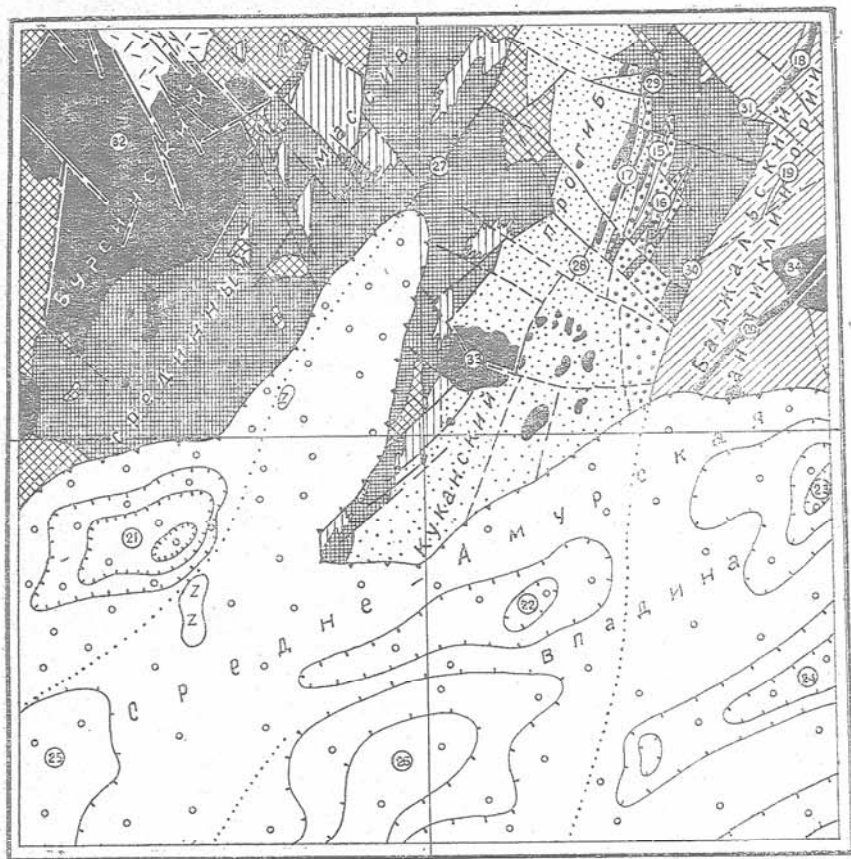


Рис. 1. Тектоническая схема. Масштаб 1:500 000. Составил В. В. Бобылев.

Буреинский срединный массив: 1 — протерозойские метаморфические образования; 2 — раннепротерозойский интрузивный комплекс; 3 — раннепалеозойские гранитоиды; 4 — девонские отложения; 5 — верхнепермские отложения; 6 — меловые вулканогенные образования; Баджалский антиклинорий: 7 — поздне меловые интрузии; 8 — нижнепермские отложения; Средне-Амурская впадина: 9 — миоценовые базальты; 10 — четвертичные отложения; 11 — граница Средне-Амурской впадины; 12 — контуры структур фундамента Средне-Амурской впадины по изоаномалам силы тяжести (частота и направление бергштрихов указывает на относительную глубину фундамента); 13 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые, в — под рыхлыми отложениями); 14 — оси: а) антиклиналей, б) — синклиналей. Частные тектонические структуры: 15 — Тала-Бирская синклиналь, 16 — Мало-Толуянская син-

Ниже дается характеристика перечисленных тектонических структур, причем описание Куканского прогиба, который пространственно тесно связан со структурами Буреинского массива, будет сделано при описании последних.

БУРЕИНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Работы последних лет (А. П. Глушков — 1959 г.; Е. Н. Григорьев, В. В. Бобылев и др. — 1959; Л. И. Красный — 1960; С. А. Музылев и др. — 1960 и др.) доказывают, что структуры Малого Хингана и Биро-Урмийского междуречья, а следовательно, и западная половина описываемого района принадлежат Буреинскому массиву и наряду с другими структурными элементами массива должны рассматриваться как раннепалеозойские (байкальские), а по другим данным — каледонские сооружения.

Буреинский массив занимает западную большую часть района. К северу структуры массива переходят на сопредельную территорию; с юга они перекрыты рыхлыми отложениями. Восточная граница массива проходит по Уликинскому разлому, который Харбуканским разломом северо-западного направления сопряжен с Куканским разломом.

В строении Буреинского массива выделяются: кристаллическое основание, сложенное докембрийскими образованиями, складчатые структуры палеозоя и покровы меловых вулканогенных пород.

Кристаллическое основание почти нацело сложено протерозойскими гранитами, среди которых в виде ксенолитов располагается большое количество мелких и крупных (от 25—30 км² до 0,5 км²) тел, сложенных метадиоритами, метагаббро и амфиболитами нижнепротерозойского возраста.

В тектонических блоках разной величины (от 1 до 40 км²) среди протерозойских гранитов сохранились от размыва кристаллические сланцы и кварциты урильской свиты. Породы, слагающие основание массива, сильно метаморфизованы и разбиты сетью крупных и мелких разрывных нарушений. Метаморфизм пород проявился в виде разгнейсования, рассланцевания, катаклаза и мигматизации и в качественном изменении вещественного состава пород. Как правило, рассланцевание ориентировано в северо-северо-восточном направлении. Характерно, что и ксенолиты, имеющие в общем удлиненные формы, вытягиваются в этом же направлении. Структуру фундамента

антиклиналь, 17 — Трокиндинская антиклиналь; 18 — Харбуканская антиклиналь, 19 — Хихтенгинская синклиналь, 20 — Поликанская антиклиналь; участки поднятий и прогибов внутри Средне-Амурской впадины: 21 — Бастакский, 22 — Томский, 23 — Уликинский, 24 — Амурский, 25 — Икурский, 26 — Аурский. Разломы: 27 — Куканский, 28 — Тала-Бирский; 29 — Толуянский, 30 — Уликинский, 31 — Харбуканский. Массивы верхнемеловых интрузий: 32 — Бидырский, 33 — Колдоский, 34 — Фаляканский.

массива восстановить трудно, так как слагающие его породы почти полностью размыты или переработаны раннепалеозойскими и протерозойскими интрузиями. В обнажениях на правобережье р. Урми в 10 км выше с. Кукан можно наблюдать как кристаллические сланцы уральской свиты собраны в сложные изоклинальные складки почти меридионального простирания. Крылья складок крутые — 60—70°, но на отдельных участках (к северу от с. Аур и др.) встречаются и пологие углы — 20—30°. Появление пологих углов падения может быть объяснено опрокинутым залеганием складок. Крылья складок осложнены мелкими складками и гофрировкой. Для пород, слагающих складки, характерна также микроплойчатость.

В строении Буреинского массива участвуют и раннепалеозойские гранитоиды. Они слагают в пределах района несколько небольших (0,5—10 км²) массивов, тектонически контактирующих с вмещающими, а также с более молодыми породами.

На кристаллическом основании Буреинского массива с резким несогласием залегают девонские и верхнепермские отложения. Девонские отложения сохранились от размыта только в бассейне р. Толуян. Они слагают здесь ряд синклиналей, среди которых крупнейшими являются Тала-Бирская и Мало-Толуянская. Оси этих синклиналей имеют северо-северо-восточное простирание с отклонением к меридиональному (Тала-Бирская) и к северо-востоку (Мало-Толуянская). Шарниры складок ундулируют, воздымаясь к северу и погружаясь к югу; замки складок острые, четкие. Ширина складок — 2—4 км; углы падения крыльев до 50°. Следует отметить, что простирание девонских структур совпадает с общим простиранием структур фундамента.

Верхнедевонских, каменноугольных и нижнепермских отложений в пределах Буреинского массива не установлено. По видимому, он на этом этапе являлся областью размыва.

На рубеже ранне- и позднепермской эпох восточная граница Буреинского массива претерпела изменения: она сместилась к западу в результате того, что по Куканскому разлому крайняя часть массива была вовлечена в опускание. На этом месте в позднепермскую эпоху сформировался Куканский прогиб.

Куканский прогиб — (по Л. И. Красному — окраинная впадина, выполненная пермскими отложениями на девонском основании, 1959 г.) является крупной тектонической структурой, далеко выходящей за пределы рассматриваемой территории. Вдоль восточной окраины Буреинского массива он прослеживается от советско-китайской границы на север через хребты Больш. Чурки, Ульдура, Уликинский и Куканский до верховьев р. Кукан. Его общая длина превышает 300 км. В описываемом районе ширина прогиба 7—15 км; к югу он расширяется (в районе хр. Больш. Чурки его ширина достигает 50 км). В пределах района границами прогиба являются крупные раз-

ломы: с запада он ограничен Куканским разломом, а с востока — Уликинским.

Куканский прогиб сформировался на докембрийском и девонском основании, отчасти унаследовав его структурный план. Это сильно вытянутая структура, ось которой имеет выдержанное северо-северо-восточное простирание, местами отклоняясь к меридиональному.

Характерно, что общее простирание структур Куканского прогиба на 25—30° отклоняется от простираний структур Баджальского антиклинория, которые имеют выдержанное северо-восточное направление. Несовпадение простираний структур Баджальского антиклинория и Куканского прогиба объясняется тем, что простирание последнего определялось структурным планом жесткого основания. Борты прогиба сложены унгунской и бабстовской свитами, а осевая, наиболее прогнутая его часть, выполнена середухинской свитой (в пределах хр. Бол. Чурки в осевой части прогиба установлены нижне-среднетриасовые отложения — В. В. Бобылев, 1962 г.). Шарнир прогиба волнистый и по простиранию воздымается в южном направлении.

Породы, слагающие прогиб, образуют простые линейные складки, простирание которых согласуется с общим простиранием прогиба.

Разрез в районе с. Васильево (рис. 2) дает представление о строении этих складок. Здесь выделяются две антиклинали и две синклинали. При этом ядра антиклиналей сложены унгунской свитой, а ядра синклиналей — бабстовской свитой. Ширина складок 1,0—1,5 км; углы падения крыльев от 20° до 60°. Крылья осложнены бо-

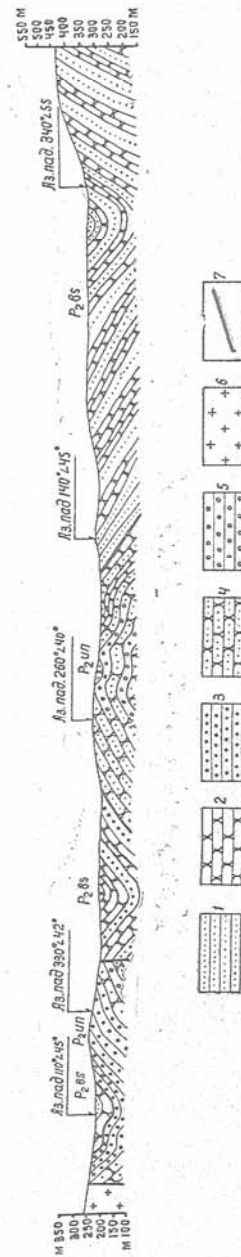


Рис. 2. Разрез верхнепермских отложений на водоразделе рек Осоха и Соколи (район с. Васильево). Масштаб 1 : 20 000
1 — алевролиты, 2 — мелкозернистые песчаники, 3 — аркозовые грубозернистые песчаники, 4 — полимиктовые грубозернистые песчаники, 5 — гнейсы и конгломераты, 6 — граниты, 7 — разрывные нарушения.

лее мелкими складками, углы падения которых изменяются от 15° до 80°. Шарниры складок ундулируют; замки складок широкие, плавные.

Аналогичное строение имеют и складки восточного борта прогиба. Здесь отчетливо прослеживается крупная Трокиндинская антиклиналь, располагающаяся вдоль правобережья р. Толуян. Ядро антиклинали сложено девонскими породами; крылья — унгунской и бабстовской свитами. Восточное крыло складки почти полностью срезано Толуянским, а западное — крупным Тала-Бирским разломами. Простираение антиклинали почти меридиональное; к северу шарнир складки воздымается.

Породы, слагающие прогиб, представлены по преимуществу параллельной молассой и обладают большой выдержанностью состава по простираению, но заметно изменяются вкрест простираения прогиба. При этом более грубообломочные породы приурочены к западному борту структуры. Так, базальный горизонт конгломератов, имеющий мощность в районе горы Толуян 30—80 м, на восточной окраине из разреза выпадает. Ему здесь соответствует горизонт грубых кварцевых песчаников мощностью не более 50 м.

Куканский прогиб серией расколов северо-западного направления расчленен на блоки, смещенные как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. При этом амплитуда перемещения различных частей блока неодинакова: она больше в западной половине блоков. Наиболее приподнятый блок располагается в северной части прогиба. Здесь в районе горы Трокинда из-под верхнепермских отложений на поверхность выведены как девонские, так и протерозойские образования. Следующий к югу блок по отношению к северному очень сильно опущен и сдвинут к востоку. Амплитуда смещения по вертикали около 1000 м (породы середахинской свиты приведены в соприкосновение с докембрийскими гранитами). Следующие к югу блоки (всего зафиксировано 7 блоков) также испытали смещения, причем каждый южный блок приподнят по отношению к соседнему с севера блоку и сдвинут к востоку. Амплитуды вертикальных перемещений у этих блоков не столь велики по сравнению с двумя северными блоками и не превышают 100—150 м. Горизонтальные смещения у этих блоков достигают иногда 5 км.

Меловые образования представлены туфолами фельзит-порфира и кварцевых порфира и туфобрекчиями и несогласно залегающей на них толщей туфолав и туфов дацитов.

Так как породы этого возраста пространственно тесно связаны между собой, а размеры покровов, сложенных этими породами, небольшие, то несогласие между ними можно не принимать во внимание. В пределах района вулканогенными породами сложено несколько небольших по площади, разрозненных покровов, сохранившихся от размыва в тектонических блоках

в районе горы Белый Ян, в бассейне р. Диктанга, в верховье р. Ин, а также на ряде участков Уликинского хребта. Пликативные дислокации в покровах вулканогенных пород проявились слабо: породы в общем залегают почти горизонтально, но местами они осложнены пологими, брахиформного типа складками, крылья которых имеют углы падения не более 15—20°.

Формирование меловых структур сопровождалось внедрением гранитоидов. Позднемеловые гранитоиды образуют несколько крупных по площади, изометричных и овальных по форме массивов, слагающих юго-восточные отроги Бурейнского и центральную часть Уликинского хребтов. Прерывистая цепочка мелких интрузивных тел диоритового состава, приуроченных к Тала-Бирскому и Толуянскому разломам, располагается между гребнем Уликинского хребта и долиной реки Толуян.

Внедрение позднемеловых гранитоидов произошло в две фазы: в первую фазу внедрились интрузии существенно диоритового состава; во вторую — преобладали граниты. Именно с гранитоидами этого комплекса связана вольфрам-касситерит-золотоносная минерализация.

БАДЖАЛЬСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

В пределы района входит только небольшая часть Баджальского антиклинория, располагающегося на сопредельных с северо-востока и востока территориях. С запада по Уликинскому и Харбуканскому крупным разломам антиклинорий сопряжен с Куканским прогибом. С юга антиклинорий перекрыт кайнозойскими рыхлыми отложениями.

Баджальский антиклинорий представляет собой сложную систему антиклинальных и синклиналиных складок. В пределах района выделяются Поликанская и Харбуканская антиклинали и разделяющая их Хихтенгинская синклиналь. Эти складки построены по единому плану: линейновытянутые, они имеют выдержанное северо-восточное простираение. В ядрах антиклинальных складок обнажаются породы ярапской (Поликанская антиклиналь) или утанакской (Харбуканская антиклиналь) свит. Их крылья и осевая часть Хихтенгинской синклинали сложены утанакской и джиакуньской свитами. Ширина складок от 3 до 6 км. Углы падения крыльев 50—60°. Крылья складок осложнены крутыми линейными, часто изоклинальными складками более мелкого порядка, ширина которых местами не превышает 10—15 м.

В юго-восточном направлении складки обрезаются разломами или перекрываются четвертичными отложениями.

В строении складок участвуют только нижнепермские типично геосинклинальные формации вулканогенно-кремнистого ряда. Осадки более молодого возраста в пределах антиклинория

рия не установлены: они или размыты (верхняя пермь, нижний мезозой?), или не отлагались (мезозой). Нижнепермские отложения прорваны верхнемеловыми гранитоидами. Крупный (до 35 км²) массив гранитоидов прорывает Поликанскую антиклиналь. Этот массив имеет изометричную, несколько вытянутую в северо-восточном направлении, форму. Большие площади роговиков в юго-западной части антиклинали косвенно указывают на то, что размеры массива гранитоидов значительно превышают площадь его современного среза. Севернее, на левобережье р. Улика, наблюдается еще один небольшой и округлый по форме массив диоритов, основная часть которого располагается за пределами района. По-видимому, это один из многих массивов в пределах антиклинория, которые имеют небольшие размеры, диоритовый состав и характеризуют первую фазу мелового интрузивного магматизма.

СРЕДНЕ-АМУРСКАЯ ВПАДИНА

В южной половине района, в кайнозой сформировалась тектоническая структура типа наложенной впадины. Она является северной периферической частью обширной Средне-Амурской (Амуру-Сунгарийской) впадины, располагающейся на сопредельной с юга и юго-востока территории. С севера впадина ограничена сводовым поднятием, которое в течение кайнозойской эры испытывало восходящее движение и интенсивно размывалось. Обломочный материал, сносимый с этих поднятий, накапливался в Средне-Амурской впадине, которая заложившись в начале кайнозоя (А. П. Глушков, 1959), на протяжении всей кайнозойской истории испытывала неравномерные опускания. Периферическая часть впадины (а, следовательно, и территория описываемого района) были вовлечены в прогибание на более поздних (в олигоцене) этапах развития структуры. Процесс погружения впадины сопровождался появлением сбросов, которые возникли по краям впадины и с которыми связано излияние плато — базальтов (И. А. Холопешин и др., 1960). Небольшие поля базальтов в междуречье Урми и Ина являются реликтами размытого в послемiocеновое время крупного покрова, образование которого, по-видимому, связано с «оживлением» в кайнозой Куканского разлома.

С поверхности впадина выполнена горизонтально залегающими четвертичными отложениями, мощность которых по колонковой скважине у ст. Икура равна 110 м. Вертикальное электроразведание, проведенное по линиям с. Томское — ст. Усов Балаган и с. Наумовка — р. Бастак указывает на изменение мощности четвертичных отложений от 60—70 м (у ст. Усов Балаган) до 100 м (в районе с. Томское) и от 20 до 70 м (на участке между с. Наумовка и р. Бастак). Приведенные цифры мощностей четвертичных отложений позволяют сделать вывод

о неровности ложа впадины. С этим выводом согласуются данные гравиметрической съемки на территории Средне-Амурской впадины (В. Н. Белогуб, 1961 г.). На гравиметрической карте, составленной в изоаномалах силы тяжести, в пределах района намечаются участки относительного прогибания (Бастакский, Томский, Уликинский и Амурский) и участки относительных поднятий (Икурский и Аурский)*. Наибольшее относительное прогибание характерно для Бастакского и Уликинского участков, а наибольшее поднятие — для Аурского. Можно предположить, что наиболее прогнутые участки впадины под чехлом четвертичных отложений выполнены осадками более древнего, олигоцен—миоценового возраста. Основанием для такого предположения служит то, что на сопредельной с востока территории осадки олигоцен—миоценового возраста (чернореченская свита) пользуются широким распространением. Небезынтересно отметить, что прогибы и поднятия вытягиваются в восток-северо-восточном направлении, т. е. простираются структур впадины резко не совпадают с простирающимися структур фундамента впадины. Следовательно можно предположить, что Средне-Амурская впадина не унаследовала структурный план фундамента, а развивалась по типу наложенных структур.

Природа структур впадины из-за недостаточной изученности рыхлых отложений пока не выяснена. Можно предположить, что в интенсивное опускание был вовлечен горный рельеф, реликты которого в виде поднятий и прогибов сохранились в ложе впадины. По-видимому, в формировании ложа впадины большую роль сыграли и разрывные нарушения, обусловившие блоковое строение фундамента.

* *
*

Разрывная тектоника района сложна. Разломы различаются по типу и по возрасту. Среди разломов, установленных в районе, преобладают сбросы, реже встречаются взбросы и сбросо-сдвиги. По времени образования разломы могут быть подразделены на допалеозойские, палеозойские и мезо-кайнозойские.

Допалеозойские разрывы проявились в кристаллическом основании Буреинского массива. Эта группа нарушений на правобережье р. Урми к западу от с. Кукан и в среднем течении р. Ин имеет преимущественно северо-северо-восточное направление и контролируется зонами милонитизации и расщелачивания. Их образование возможно связано с байкальской и более ранними фазами складчатости.

Палеозойская группа нарушений объединяет разломы, характеризующиеся выдержанным северо-северо-восточным направле-

* Эти прогибы и поднятия В. Н. Белогубом (1961) тракуются как грабены и горсты, хотя для этого не приводятся особых данных.

нием. Среди этих разломов такие как Куканский и Уликинский занимают особое положение: это региональные глубинные разломы, образование которых предопределили контуры крупнейших тектонических структур района. На их глубинную природу указывает ряд фактов. Во-первых, они прямолинейны и прослеживаются на значительные расстояния; во-вторых, они существовали длительное время; в-третьих, они контролируются линейновытянутыми интрузиями; и, наконец, в-четвертых, они разделяют районы с различным тектоническим строением.

Куканский разлом разделяет Буреинский массив и Куканский прогиб. Этот разлом имеет длительную историю. Из анализа имеющегося материала следует, что Куканский разлом заложился, по крайней мере, в среднепалеозойское (девонское?) время, существовал в позднем палеозое, подновлялся в мезозое и, по-видимому, «оживал» в миоцене, так как к нему приурочены покровы оливиновых базальтов. В описываемом районе разлом скрыт под рыхлыми отложениями в долинах рек Урми и Кукан и, следовательно, недоступен непосредственным наблюдениям, но он отчетливо фиксируется геофизическими методами. На аэромагнитных картах (А. А. Ривош, 1958; М. И. Политиков, 1958) к зоне разлома приурочена полоса повышенной магнитности, а на гравиметрических картах (В. Н. Белогуб, 1961) в пределах Средне-Амурской впадины зона Куканского разлома фиксируется резкими сгущениями изоаномал силы тяжести. На сопредельной с северо-востока территории по данным С. С. Дарбиняна (1959) к зоне Куканского разлома приурочены полосы дробления, брекчирования и милонитизации шириной от 50 до 200 м. К ней же приурочены линейновытянутые верхнемеловые интрузии. Вертикальные перемещения по Куканскому разлому, по-видимому, велики и по данным С. С. Дарбиняна достигают более 2000 м.

Уликинский разлом также относится к категории глубинных разломов. Он параллелен Куканскому разлому и сопрягается с последним поперечным Харбуканским разломом. Уликинский разлом заложился в палеозое: именно на этом этапе развития района он служил границей между Буреинским массивом и палеозойской геосинклиналью, имеющими различный структурный план. По-видимому, с активной «жизнью» этого разлома в пермский период связано образование вулканогенных образований утанакской свиты и формирование Куканского прогиба. Роль Уликинского разлома на мезозойском этапе развития неясна. Не исключено, что он, как и Куканский разлом, являлся проводником для меловых эффузивных и интрузивных образований. Уликинский разлом также отчетливо фиксируется на аэромагнитных и гравиметрических картах.

К группе палеозойских относятся разломы северо-восточного простирания, откартированные в междуречье рек Толуян и

Малый Толуян. Они здесь пересекают докембрийские и девонские образования. Их амплитуда не превышает 150—200 м.

Мезозойско-кайнозойская группа разломов представлена наиболее широко. Среди разломов этой группы имеются сбросы, взбросы (или крутопадающие надвиги) и сбросо-сдвиги; причем сбросы и взбросы имеют преимущественно северо-северо-восточное и близкое к нему направление, а сбросо-сдвиги — северо-западное. Эти нарушения пересекают породы всех возрастов включительно по верхний мел.

Большая часть нарушений этой группы намечена по сумме дешифровочных признаков (контрастность рельефа, прямолинейность долин рек и т. д.) на аэрофотоснимках и подтверждена при полевых работах. Они контролируются зонами милонитизации, расщепления и размещением даек и жил. Некоторые разрывы выделены на основании изучения взаимоотношений разновозрастных геологических образований (группа разломов северо-западного направления на левобережье р. Кукан).

Среди разломов северо-северо-восточного направления крупнейшими являются Тала-Бирский и Толуянский. Тала-Бирский разлом вытянут почти в меридиональном направлении. Он располагается на восточном борту Куканского прогиба. Разлом отчетливо контролируется цепочкой узких (шириной 0,1—1,5 км) вытянутых (1—7 км) в направлении разлома интрузий диоритового состава. Почти на всем протяжении вдоль разлома прослеживается зона расщепления шириной от нескольких метров до 150—200 м, причем расщепление наблюдалось как в песчаниках унгунской и бабстовской свит, так и в приразломных интрузиях. По-видимому, после внедрения диоритов разлом подновлялся. Амплитуда этого разлома невелика: судя по соотношению пород бабстовской свиты, расположенных к западу и к востоку от разлома, она не превышает 200—250 м.

Толуянский разлом параллелен Тала-Бирскому. Он также контролируется вытянутой интрузией диоритов и зоной расщепления. Его амплитуда равна 150—200 м.

К нарушениям этой группы принадлежат разломы, образовавшиеся вдоль контакта унгунской и бабстовской свит с подстилающими докембрийскими образованиями. Это взбросы, у которых сместитель наклонен к западу (контакт в районе с. Васильево). Амплитуда этих смещений не превышает 50—100 м.

Часть молодых разломов северо-западного направления, являющихся сбросами, откартирована на правобережье р. Урми, в бассейне р. Диктанга. Они пересекают вулканогенные меловые породы и меловые интрузии. Эти сбросы, имеющие амплитуды перемещения более 200 м, контролируются зонами расщепления тектонической брекчией и дайками.

Характеристика разрывных нарушений типа сбросо-сдвигов, рассекающих Куканский прогиб на ряд блоков, была приведена выше, при описании структур прогиба.

Кроме разрывных нарушений, которые нашли отражение на геологической карте, породы протерозойского и палеозойского возрастов рассечены многочисленными мелкими разрывами с амплитудами смещения от дециметров до нескольких метров. Подобные нарушения наблюдались во многих обнажениях левобережья и правобережья р. Урми и других местах.

* *
*

История геологического развития в общих чертах представляется в следующем виде.

В начальный период развития, по времени соответствующий докембрию и раннему палеозою, сформировался фундамент Буреинского массива. Геологическая документация этого периода отрывочна и неполна, поэтому история развития района на этом этапе восстанавливается в самом приближенном виде. В течение раннего протерозоя на месте района существовали условия, которые благоприятствовали накоплению эффузивного и терригенного материала. В конце раннего протерозоя проявилась складчатость, которая образовала структуры дичунской и урильской свит. С этой складчатостью связано внедрение большой массы гранитов. Вторая половина протерозоя, как это следует из анализа материалов по смежным с запада территориям, характеризуется геосинклинальными условиями. Прогибания завершились интенсивной складчатостью и внедрением раннепалеозойских гранитоидов. В течение палеозоя Буреинский массив, на фоне глубоких прогибаний сопредельной с востока геосинклинали, развивался как относительно устойчивое поднятие, являясь областью сноса для девонских, каменноугольных и пермских бассейнов. Но в отдельные эпохи море перекрывало периферийные части массива, местами глубоко проникая в его пределы. Так, если нижнедевонские и эйфельские отложения перекрыли только краевые части массива, то живетская трансгрессия захватила обширные территории вдоль восточного края массива, включая и территорию района.

Верхнедевонские и каменноугольные отложения в районе не установлены. Весь район, по-видимому, на этом этапе испытывал воздымание. Но уже в каменноугольный период, в связи с формированием Восточно-Азиатской геосинклинали, восточная часть района была вовлечена в прогибание. По-видимому, с этим же периодом связано заложение Уликинского разлома, который разделил Буреинский массив и вновь заложившуюся геосинклинали. В прогибе, в течение позднего карбона (на сопредельной с востока территории) и ранней перми, формировались типичные геосинклинальные формации типа терригенных, вулкано-

генно-кремнистых, кремнисто-глинистых и др. На рубеже ранней и поздней перми в пределах геосинклинали проявилась складчатость, в результате которой верхнепалеозойские отложения собраны в сложные линейные складки северо-восточного простирания. Эта складчатость реализовалась в породах Буреинского массива в виде расколов. По одному из них, Куканскому, небольшая краевая часть массива была отделена и вовлечена в опускание. На месте отделившегося блока в позднепермскую эпоху сформировался Куканский прогиб, выполненный мелководными и прибрежными осадками, на что указывают ходы илоедов, растительные остатки, фауна гастропод, мшанок и др. признаки.

Отложения триасового и юрского возраста в районе не установлены. Скорее всего, на этом этапе развития весь район в общем испытывал поднятие. Возможно, это поднятие было дифференцированным: на фоне общего поднятия отдельные участки опускались и в них проникало море, формируя мелководные осадки. Структуры типа наложенных впадин, выполненных триасовыми и юрскими отложениями, широко распространены на сопредельных с севера и запада территориях (А. П. Глушков, 1959; М. С. Нагибина, 1962).

Мезозойский тектогенез проявился в структурах района образованием серии расколов как северо-восточного, так и северо-западного направления. Эти расколы служили подводными каналами для излияния кислых и средних лав. С этими же движениями связано внедрение крупных и малых гранитных интрузий.

В кайнозойскую эру северная часть района развивается как сводовое поднятие. По-видимому, с восходящими движениями поднятия связано образование расколов северо-западного направления.

Южная часть района с начала кайнозоя испытывала прогибание. В течение неогена и четвертичного периода здесь сформировались структуры Средне-Амурской впадины.

В четвертичный период Средне-Амурская впадина и примыкающие с севера к ней поднятия испытывали дифференцированные неравномерные движения, в результате которых менялся базис эрозии, перераспределялась и усложнялась гидросеть и формировались террасы.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф рассматриваемой территории формировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов: восходящих и нисходящих тектонических движений, эрозионной деятельности рек, которая способствовала расчленению возникших поднятий, процессов денудационного выравнивания и аккумуляции рыхлого материала, выносимого

постоянными и временными водными потоками. Ведущую роль в формировании рельефа сыграли неотектонические движения, по-разному проявившиеся в разных частях территории. На участках, испытывавших устойчивые восходящие движения, основное рельефообразующее значение имела речная эрозия, на участках длительного прогибания — аккумуляция, а на промежуточных участках, в условиях слабых движений разного знака, господствовали процессы денудационного выравнивания.

В соответствии с преобладанием тех или иных экзогенных процессов выделены четыре генетические категории рельефа: денудационно-эрозионная, эрозионно-денудационная, аккумулятивная и эрозионно-аккумулятивная.

Денудационно-эрозионная категория объединяет три морфологических типа рельефа: среднегорный массивный рельеф (преимущественно на интрузивных породах), среднегорный резко расчлененный рельеф (преимущественно на осадочных и эффузивных породах) и низкогорный сильно расчлененный полого-склоновый рельеф (на породах различного состава и возраста). Все они характеризуются значительной разветвленностью речной сети, сравнительно узкими водоразделами и наибольшими для данного района абсолютными и относительными высотами.

Среднегорный массивный рельеф развит преимущественно на интрузивных породах и занимает юго-восточные отроги Буреинского хребта и отдельные участки в центральной части Уликинского и на юго-западе Поликанского хребтов. Он характеризуется абсолютными высотами 600—1200 м и относительными превышениями до 300—500 м. Долины в верховьях имеют V-образную форму, в среднем и нижнем течении — трапециевидную. Склоны выпуклые, крутизной 20—30°, местами до 40°. Водораздельные поверхности сравнительно узкие (до 50—100 м), но сглаженные, вершины имеют куполовидную форму. Массивный облик рельефа обусловлен тем, что интрузивные породы более устойчивы к речной эрозии, чем осадочные и эффузивные образования.

Среднегорный резко расчлененный рельеф развит на севере территории, в районе горы Белый Ян (отроги Буреинского хребта) и горы Трокинда (продолжение Уликинского хребта). Этот тип рельефа отличается от предыдущего в основном большей густотой речной сети, острыми водораздельными гребнями и вершинами. Все его особенности обусловлены сравнительно слабой устойчивостью осадочных и эффузивных пород к эрозионной деятельности постоянных и временных водотоков.

Низкогорный сильно расчлененный полого-склоновый рельеф распространен на склонах Уликинского и Поликанского хребтов и в междуречьях Ина и Урми, Урми и Кукана. Он характеризуется абсолютными высотами

300—600 м и относительными превышениями до 200 м. Долины имеют обычно корытообразную форму. Склоны в верхней части выпуклые, в нижней — вогнутые, крутизной 10—20°, редко до 25°. Водоразделы узкие (30—70 м), уплощенные, иногда гребневидные (если они сложены устойчивыми к выветриванию породами). Состав коренных пород здесь не играет такой большой роли, как в первых двух типах.

Эрозионно-денудационная категория включает два типа рельефа развитых в предгорьях: грядово-сопочный рельеф и мелкосопочный рельеф. Это, по-видимому, две древние денудационные поверхности, различающиеся между собой по абсолютным и относительным высотам и по степени расчлененности.

Грядово-сопочный рельеф занимает отдельные участки на левобережье р. Кукан, в верховьях рек Диктанга и Ин и в среднем течении р. Улика. Уплощенные водораздельные поверхности имеют абсолютные высоты 200—300 м и относительные превышения над днищами широких долин 50—150 м. Склоны пологие, крутизной 5—10°. Ширина сохранившихся от расчленения реликтов древней денудационной поверхности достигает 0,5—1 км. Возраст этой поверхности предположительно плиоценовый.

Мелкосопочный рельеф распространен в основном на правобережье р. Ин и встречается на отдельных участках долин рек Урми, Кукан и Улика. Для этого типа рельефа характерна еще более слабая расчлененность, чем для предыдущего. Очень широкие (1—2 км) уплощенные водораздельные поверхности с отдельными останцовыми сопками характеризуются абсолютными отметками 100—250 м и относительными превышениями над днищами широких заболоченных долин 40—60 м. Уклоны обычно не превышают 5°. Денудационная поверхность, в результате расчленения которой образовался этот рельеф, имеет раннечетвертичный возраст.

Аккумулятивная категория рельефа объединяет полого-наклонную, частично расчлененную раннечетвертичную озерно-аллювиальную равнину и плоскую заболоченную озерно-аллювиальную равнину среднечетвертичного возраста. Эти поверхности были сформированы в процессе аккумуляции рыхлого материала, который выносился блуждавшими по равнине крупными реками и осаждался в их руслах и в периодически возникавших проточных озерных бассейнах.

Раннечетвертичная озерно-аллювиальная равнина распространена по периферии Средне-Амурской депрессии и окаймляет участки с горным и предгорным рельефом. Она представляет собой полого-наклонную (2—4°), местами заболоченную поверхность, частично расчлененную небольшими реками и оврагами. Относительная высота этой поверхности над днищами расчленяющих ее долин достигает 20—30 м. На левобережье р. Кукан она занимает положение

третьей надпойменной террасы и имеет относительную высоту до 40 м.

Среднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина очень широко распространена в южной части территории, занимает водораздельные пространства между наиболее крупными реками и частично расчленяется их притоками. Это плоская заболоченная поверхность с кочковатым микро-рельефом. Уклоны не превышают 1—2°. Относительная высота над руслами крупных рек в среднем 8—12 м. В более высокую, раннечетвертичную, поверхность она переходит постепенно, без ярко выраженного уступа. В долинах рек Кукан и Улика она занимает местами положение второй надпойменной террасы.

Эрозионно-аккумулятивная категория рельефа включает первую надпойменную террасу, а также высокую и низкую поймы всех рек района. Образование этих поверхностей связано с расчленением реками в процессе боковой эрозии более древних аккумулятивных равнин и с накоплением в образованных долинах позднечетвертичных и современных аллювиальных отложений.

Первая надпойменная терраса широко распространена в долинах рек Урми, Ин, Улика, Кукан и др. Поверхность террасы плоская, часто заболоченная, со сложным микро-рельефом, обусловленным многочисленными остатками старых русел и прирусловых валов. Она имеет относительную высоту над руслами рек 4—7 м и ширину до 5—6 м. Переход к более древней, среднечетвертичной поверхности обычно постепенный, иногда наблюдается сглаженный уступ высотой до 3—4 м. На крайнем юге района первая надпойменная терраса рек Ин и Урми приобретает характер озерно-аллювиальной равнины.

Высокая и низкая поймы всех рек района выделены в пределах распространения паводковых вод. Высокая пойма имеет высоту 1—3 м (иногда до 4 м) над руслом и заливается лишь в редких случаях при катастрофических паводках. Высота низкой поймы 0,5—1 м (иногда до 2 м). Поверхность поймы пересечена действующими протоками, свежими старицами и прирусловыми валами. Тыловой шов обычно четко выражен. На геологической карте высокая и низкая поймы объединены в связи с невозможностью разделить их в масштабе съемки.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Поисковые работы на территории листа М-53-XXVI до 1960 г. выполнялись по редким маршрутам вдоль крупных рек (Урми, Кукан) при геологической съемке масштаба 1:500 000. Поэтому сведения о полезных ископаемых, за исключением молибденового рудопроявления, обнаруженного Ю. А. Альбовым в 1956 г. в левом борту долины р. Урми, отсутствовали.

Планомерные поиски проводились лишь в 1960—1962 гг. И. А. Холопешиним, В. В. Бобылевым, В. Б. Карауловым при подготовке настоящего листа к изданию. За этот период произведено шлиховое, металлометрическое, донное, радиометрическое опробование и гамма-съемка всей горной части территории и опробован керн ручных скважин в пределах развития аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений на равнине. Результаты этих работ положены в основу при составлении карты полезных ископаемых.

Следует отметить, что шлиховое опробование русловых отложений рек на территории листа проведено неравномерно. Это объясняется «дряхлостью» речной сети в предгорьях и на равнине, где широко развиты глинистые и илистые образования, а также отсутствием материала для шлиховых проб в некоторых горных реках и ручьях, где русловые отложения представлены крупными глыбами.

В объяснительной записке также использованы материалы, полученные предыдущими исследователями.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТОРФ

Торф широко распространен в равнинной части территории в междуречье Урми и Ин, Урми и Улика. Он слагает заболоченные участки на общей площади 375 км². Мощность торфяного покрова колеблется от 1 до 3—4 м.

Торф бурый и темно-бурый до черного, преимущественно слабо разложившийся, различной степени плотности, местами разжиженный, водонасыщенный. Зольность составляет 25—43%.

Ввиду сильной обводненности и отсутствия потребителя, торф не разрабатывается.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МАРГАНЕЦ

Нормальный геохимический фон для марганца около 1%. Повышенное содержание его от 1% до 1,5% установлено на Поликанском хребте в районах развития кремнистых пород нижней перми.

В сходных геологических условиях на смежной с востока территории (хр. Вандан) известны мелкие месторождения и рудопроявления марганца, поэтому не исключена возможность выявления марганцевых проявлений на описываемой территории.

ЦИНК

В единичных металлометрических пробах содержание цинка достигает 0,01% и связано, по-видимому, со слабой сульфидной минерализацией в ряде мелких зерен разрыва. Практического интереса минерализация не представляет.

ЗОЛОТО

Золото в количестве 2—3 знаков на лоток установлено в русловом аллювии рек Ян, Диктанга и Ин (в пяти шлихах). Зерна уплощенные, неправильной формы, размером 1—2 мм. Обнаруженное золото имеет только минералогический интерес.

ОЛОВО

Касситерит от единичных знаков до 0,15 г на лоток обнаружен во многих шлихах, отмытых из аллювия рек Осахта, Ин, Бастак и безымянного правого притока р. Урми у пос. Кукан. Наибольший интерес представляет бассейн р. Осахта (0,7 км западнее пос. Васильево).

В бассейне р. Осахта протерозойские интрузивные образования и верхнепермские песчаники, алевролиты и гравелиты прорваны позднемеловыми гранитоидами и осложнены системой разрывов. Вблизи контакта осадочные породы превращены в роговики и кварциты.

На участке проведено шлиховое, металлометрическое и донное опробование поймы, первой надпойменной террасы и склоновых отложений вдоль правого берега р. Осахта. Всего отобрано около 200 шлихов через 100—200 м, 200 металлометрических и 50 донных проб с глубины 0,5 м и 1 м.

В 75 шлихах из поймы и первой надпойменной террасы содержание касситерита равно от 5 до 100 знаков на лоток, а в 20 шлихах — 0,1—0,15 г на лоток. Отдельные пробы из склоновых отложений содержат от 3 до 10 знаков касситерита.

Касситерит бурого цвета, размером 1—2 мм, угловатый, встречается совместно с шеелитом (десятки знаков) и арсенипиритом (единичные знаки). Присутствуют также гранат, эпидот, сфен, турмалин, апатит и др. минералы.

По данным спектрального анализа металлометрических и донных проб в пределах шлихового ореола рассеяния касситерита выделяется спектрометрический ореол с содержанием олова до 0,01% (чувствительность анализа до 0,001%).

Следует отметить, что шлиховой и спектрометрический ореолы рассеяния олова расположены вблизи выхода позднемеловых интрузий гранитоидного состава, в зоне экзоконтакта их с вмещающими породами. На участке широко развиты разрывные нарушения преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений. Вмещающие породы, как правило, подверглись существенной гидротермальной переработке (ороговикованы, окварцованы) и прорваны дайками гранит-порфиров, аплитов, гранодиорит-порфиров. Это позволяет сделать вывод о перспективности участка и рекомендовать его для дальнейшего изучения.

В верховьях р. Ин касситерит встречается в 9 шлихах в количестве от 3 до 25 знаков на лоток. Зерна мелкие, слабо окатан-

ные. Совместно встречаются единичные знаки шеелита, а также сфен, рутил, гранат, турмалин, ильменит, редко пирит. Пространственно шлихи с касситеритом приурочены к области развития позднемеловых гранитов. Практическое значение касситерита на этом участке не выяснено.

В районе горы Быдыр и в верховьях р. Ян по данным металлометрического опробования намечено три ореола рассеяния олова с содержанием 0,001—0,01% (чувствительность анализа 0,001%). Пространственно они также приурочены к позднемеловым гранитам.

ВОЛЬФРАМ

Из минералов, содержащих вольфрам, в районе известен только шеелит. Он встречается в шлихах из русловых отложений верховий рек Ян, Бастак, Быдыр, Ин, Осахта, Толюян, Малый Толюян, Могогда и др. Содержание шеелита колеблется от единичных знаков до 110 знаков. Зерна шеелита белого цвета, округлой формы, размером 0,1—0,4 мм. Совместно с ним встречается касситерит, пирит, редко золото.

Шеелит обнаружен только в аллювиальных отложениях, развитых на площадях выхода позднемеловых гранитоидов или в русловых отложениях некоторых рек, которые берут начало с этих массивов. Коренные источники сноса ввиду плохой обнаженности не выявлены.

На смежной с востока территории установлено, что подобные ореолы рассеяния шеелита образовались за счет разрушения и сноса материала из гидротермально-переработанных зон (скаполитизации, милонитизации и каолинизации) с шеелитом, молибденитом и халькопиритом в позднемеловых интрузиях.

Сходство геологического строения позволяет сделать вывод о возможности обнаружения в районе шеелитонесных рудных зон, генетически связанных с позднемеловым интрузивным комплексом.

МОЛИБДЕН

В левом борту долины р. Урми в 15 км южнее пос. Кукан Ю. А. Альбовым (1957) обнаружены мелкие пластинки молибденита в трещинах заохренных, сильно рассланцованных гранитов. Это рудопоявление приурочено к разрыву северо-западного простиранья. Его практическое значение пока неясно.

РТУТЬ

В шлихах киноварь отмечена в двух левых притоках р. Ин южнее пос. Гаражное и в правом притоке р. Диктанга восточнее того же поселка. Район сложен протерозойскими гранитоидами

и метаморфическими образованиями протерозоя, которые прорваны раннепалеозойскими лейкократовыми и порфиroidными гранитами и поздне меловыми гранитоидами. Породы разбиты многочисленными разрывными нарушениями северо-западного и реже северо-восточного направлений.

Количество киновари в шлихах колеблется от 1 до 28 знаков на лоток. Зерна мелкие, кармино-красного цвета, слабо окатанные, либо угловатой неправильной формы.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Строительные материалы на исследованной территории широко распространены и представлены изверженными породами, глинами, гравийно-галечниковыми образованиями и песками.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Значительные площади в северо-западной и центральной частях территории сложены гранитоидами различного возраста. Наиболее крепкими являются поздне меловые интрузии. Породы свежие, массивные, с поверхности слабо выветрелые. Удельный вес $2,65 \text{ г/см}^3$, объемный вес $2,51 \text{ г/см}^3$, водопоглощение $0,87\%$, предел прочности в сухом состоянии $2083\text{—}2990 \text{ кг/см}^2$, после замораживания и оттаивания $1670,5\text{—}1907,7 \text{ кг/см}^2$. Запасы практически не ограничены.

Эффузивы развиты в северо-восточной части территории и в виде небольших полей обнажаются вдоль левого берега р. Ин. Они представлены андезитовыми и базальтовыми порфиритами, базальтами. Породы трещиноваты, выветрелые с поверхности, удельный вес $2,76 \text{ г/см}^3$, объемный вес $2,61 \text{ г/см}^3$, пористость $5,79\%$, водопоглощение $1,51\%$, предел прочности в сухом состоянии 1436 кг/см^2 . Разработка возможна карьером. Запасы не разведаны.

ГЛИНЫ

Глины широко распространены в равнинной части в междуречье Митрофановка—Ин, Ин—Урми, Амер—Урми, Амер—Улика. Залегают с поверхности или под 2—3 метровым слоем торфа. Мощность глин различна и колеблется от 3 до 10 м. Цвет бурый, реже светло-бурый. Глины плотные, вязкие, часто оглеенные, местами песчанистые. Удельный вес $2,7 \text{ кг/см}^3$, объемный вес $1,6 \text{ г/см}^3$, естественная влажность 21% , расчетное сопротивление $2\text{—}4 \text{ кг/см}^2$. Может использоваться для изготовления кирпича. Разработка затруднена сильной обводненностью. Запасы не разведаны.

ГАЛЕЧНИКИ

Галечники и гравий распространены в поймах рек, на первой надпойменной террасе, на площадях выходов верхнечетвертичных отложений как в горной, так и в равнинной частях района. Мощность 7—12 м. Галечник и гравий состоят из хорошо окатанных обломков скальных пород с песчаным, реже суглинистым заполнителем. Размер галек в среднем 3—10 см, гравия — 2—10 мм. Разрабатываться может с поверхности. Запасы практически не тронуты эксплуатацией.

ПЕСКИ

Пески встречаются в разрезе первой надпойменной террасы р. Урми. Мощность песков колеблется от 1 м до 28 м. Пески полимиктовые от мелко- до крупнозернистых, часто глинистые. Естественная влажность песков $15,5\text{—}18,4\%$, объемный вес $1,28\text{—}1,56 \text{ г/см}^3$. Иногда в песке наблюдаются включения гальки и гравия до 15—20%.

Запасы не разведаны. Разработка затруднена из-за сильной обводненности.

Все описанные виды строительного сырья в настоящее время не разрабатываются, что обусловлено слабым экономическим развитием района и отсутствием потребителя.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В результате геолого-съемочных и поисковых работ, проводившихся на территории листа М-53-XXVI в масштабе $1:200\,000$, рудопроявлений полезных ископаемых не обнаружено. Однако, результаты шлихового и спектрометаллометрического опробования, а также сопоставление геологического строения района со строением смежных площадей, где в сходных геологических условиях выявлены месторождения олова, не позволяют считать этот район бесперспективным.

В описываемом районе широко распространены поздне меловые гранитоиды, на контакте которых с песчано-глинистыми породами, эффузивами и известняками (эти породы слагают значительные площади в районе) на сопредельных территориях (верховья р. Кур, хр. Унахты-Якбыяна, Мяо-Чан и др.) установлена пневматолитово-гидротермальная минерализация и выявлены связанные с ней месторождения олова. Это позволяет считать территорию листа М-53-XXVI перспективной на обнаружение месторождений олова.

В бассейне р. Осахта в сходных геологических условиях выявлены шлиховой и спектрометаллометрический ореолы олова. Содержание касситерита в шлихах колеблется от 5—100 знаков на лоток до весового — $0,1\text{—}0,15 \text{ г}$. Этот участок рекомендуется покрыть геологической съемкой масштаба $1:50\,000$.

Определенный интерес представляет шлиховой ореол рассеяния шеелита на Поликанском хребте. На смежной с востока территории (И. А. Холопешин и др., 1960) установлено, что подобные ореолы образовались за счет сноса шеелита из гидротермально переработанных зон в позднемеловых гранитоидах.

Проявления марганца, цинка, золота, молибдена и ртути, по-видимому, имеют только минералогический интерес.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории района развиты пластово-поровые грунтовые воды, заключенные в аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях четвертичного возраста и трещинные — в верхней трещиноватой зоне осадочных, изверженных и метаморфических пород неогенового, мелового, палеозойского и протерозойского возрастов.

Питание грунтовых вод происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Все подземные воды прес-

Химический состав грунтово-поровых вод, развитых в аллюви-

компоненты содержание	Жесткость в мг-экв		pH	Сухой остаток вычисл.	Углекислота	
	общая	карбонатная			свободная CO ₂	агрессивная CO ₂
Максимальная величина	2,15	2,15	7,4	178	47	49
Минимальная величина	0,1	0,26	5,7	22	2	2,2
Преобладающая величина	0,5—0,6	0,3—0,4	6,3—6,5	0,5—0,6	28—30	27—35

Химический состав грунтово-трещинных вод, развитых в неогено-

компоненты содержание	Жесткость в мг-экв		pH	Сухой остаток вычисл.	Углекислота	
	общая	карбонатная			свободная CO ₂	агрессивная CO ₂
Максимальная величина	2,52	2,15	7,6	152	48	36
Минимальная величина	0,1	0,15	5,7	13	2	2,2
Преобладающая величина	0,5—0,6	0,5—0,6	6,1—6,6	0,4	6	8

ные, слабо минерализованные (до 100 мг/л), иногда с глубиной минерализация возрастает в 3—4 раза, очень мягкие, в основном гидрокарбонатные со смешанным катионным составом, пригодны для питьевых и технических целей. Практически используются в настоящее время лишь воды, заключенные в аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях.

Породы района по их гидрогеологическим свойствам можно разделить на семь литолого-стратиграфических комплексов. Ниже приводится краткая характеристика их водоносности.

Воды современных болотных отложений. Воды типа верховодки залегают на глубине не более 0,5 м, а местами выходят на поверхность. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и паводковых вод. Водоотдача пород незначительна, приток в шурфы не превышает 0,05 л/сек.

Воды аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений четвертичного возраста. Водоносный комплекс широко распространен на территории. Водовмещающими породами являются

Таблица 1
аллювиальных и озерно-аллювиальных четвертичных отложениях (в мг/л)

HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₂	NO ₃	Ca	Mg	Na+K	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	NH ₄
159	37	26	0,2	9	21,8	24	19	15	1,1	5
6,2	2,1	Нет	Нет	Нет	1	0,6	1	Нет	Нет	Нет
19—32	3,5—4	2—4	Следы	3	8—10	2,4	8	0,2	0,2	0,2

Таблица 2
вых, меловых, палеозойских и протерозойских образованиях (в мг/л)

HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₂	NO ₃	Ca	Mg	Na+K	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	NH ₄
83	60	2	0,2	7	28,7	10	18	Нет	Нет	0,5
6	1	2	Нет	Нет	2	Нет	0,73	Нет	Нет	Нет
15—20	3,55	2	Нет	Нет	10	1,2	2—3	Нет	Нет	Нет

галечники, гравий, пески, супеси, переслаивающиеся с глинами и суглинками. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 0,2 до 10,6 м, реже до 12 м, преобладают глубины 1,1—2,5 м.

Водоносный горизонт в аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях вскрыт многочисленными колодцами и несколькими разведочными скважинами. Источники из аллювиальных отложений встречаются редко. Дебиты действующих колодцев колеблются от 0,02 до 1,3 л/сек при понижениях 0,05—0,4 м. Дебиты скважин до 16,02 л/сек при понижении на 2,5 м. Возможная производительность скважин до 90 л/сек при понижении на 7,5—8 м.

Воды четвертичных отложений, в основном, безнапорные, хотя в отдельных случаях могут приобретать местный напор до 3,8 м, а реже до 14 м.

Химический состав грунтово-поровых вод, развитых в аллювиальных и озерно-аллювиальных четвертичных отложениях, приведен в таблице 1.

Воды оливиновых базальтов миоценового возраста. Грунтово-трещинные воды базальтов безнапорные, но в местах, где базальты перекрыты глинами приобретают значительный напор, до 12 м. Глубина залегания грунтово-трещинных вод в долинах рек 0,1—5,5 м. Дебиты родников колеблются от сотых долей до 0,2 л/сек. Возможные дебиты скважин 3—10 л/сек, реже 15 л/сек.

Воды эффузивных пород нижне- и верхнемелового возраста. Грунтово-трещинные воды в породах этого комплекса содержатся на глубине 3—20 м в долинах рек и 30—40 м на водораздельных участках. Вершины гор безводны. Водопоявления в виде источников встречаются часто. Дебиты источников 0,2—0,5 л/сек. Дебиты скважин в меловых эффузивах 0,11—0,07 л/сек при соответствующих понижениях 28,3—0,63 м. Воды меловых эффузивов безнапорные.

Воды осадочных и эффузивных пород верхней и нижней перми, среднего и нижнего девона. Грунтово-трещинные воды содержатся в трещиноватой зоне коры выветривания, мощность которой 50—60 м. Глубина залегания грунтово-трещинных вод весьма различна от 0,3—9 м в нижних частях склонов до 10—30 м на водораздельных участках. Зимой верхние части склонов и водоразделы практически безводны. Источники имеют дебит от 0,025—0,5 л/сек до 2—4 л/сек. Дебиты скважин, вскрывающих воду в глинистых сланцах и алевролитах, 0,8—0,1 л/сек при понижении 20,65—25,40 м; для скважин, вскрывающих воду в песчаниках, 0,295—0,985 л/сек при понижении на 1,14—4,84 м. В горной части территории воды безнапорные, на равнине — погружаясь под четвертичные отложения, могут приобретать существенный напор до 17 м.

Воды метаморфических и интрузивных пород протерозоя. Грунтово-трещинные воды заключены в верхней трещиноватой

зоне коры выветривания на глубине 0,3—10 м в нижних частях склонов и 60 м в верхних частях склонов. Источники имеют дебиты 0,05—1,5 л/сек. Водообильность пород слабая.

7. Воды интрузивных пород верхнемелового и нижнепалеозойского возраста. Грунтово-трещинные воды заключены в трещиноватой зоне коры выветривания, мощность которой 50—80 м. Глубина залегания вод колеблется от нескольких до 15 м в нижних частях склонов и от 20 до 90 м в верхних частях склонов. Водоразделы практически безводны. Водообильность пород слабая. Дебиты источников 0,025—0,5 л/сек. Дебиты колодцев 0,02—0,2 л/сек при соответствующих понижениях 0,6—0,4 м.

Химический состав грунтово-трещинных вод (практически одинаковый для вод развитых в неогеновых, меловых, палеозойских и протерозойских образованиях) приведен в таблице 2.

Воды зон тектонических нарушений. Зоны тектонических нарушений могут быть обводнены, что подтверждено на сопредельной с востока территории (Е. Н. Григорьев, 1959). Скважина в с. Новокуровка вскрыла трещинно-жильные самоизливающиеся воды. Дебит скважины 1,5 л/сек.

В заключение следует отметить, что район водообеспечен неравномерно.

Водоносный комплекс аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений в пределах Средне-Амурской впадины водообилен и обладает большими запасами подземных вод, выражающимися величиной порядка 37×10^9 м³ (вековые запасы). Эти запасы вполне обеспечат крупное водоснабжение с потребностями более 1000 м³/час.

Водоносные комплексы, развитые в горной части территории, характеризуются незначительными запасами грунтово-трещинных вод, которые могут обеспечить только мелкое водоснабжение с потребностями до 50 м³/час.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Анерт Э. Э. Горно-геологические исследования вдоль восточной половины линии Амурской железной дороги в 1895 г. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 31, 1910.
- Афанасьев Г. Д. Петрографическое описание Приамурской части Малого Хингана. Труды Дальневост. филиала АН СССР, сер. геол., т. 1, 1939.
- Бацевич Л. Ф. Приамурская часть хребта Малого Хингана и его восточных отрогов. Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., вып. 8, 1898.
- Беляевский Н. А., Золотов М. Г., Красный Л. И., Нагибина М. С. Общие черты геологического строения южной части Дальнего Востока. Тезисы докладов совещ. по стратигр. Д. В. в 1956 г., Хабаровск, 1956.
- Бобылев В. В., Левицкий Е. С. Первая находка нижнедевонских трилобитов в Кур-Урмийском междуречье (Среднее Приамурье). ДАН СССР, т. 141, № 6, 1961.
- Бобылев В. В. О девонских отложениях Кур-Урмийского междуречья (Среднее Приамурье). Тр. МГРИ, т. XXXIX, 1962. Геологическое строение СССР, Госгеолтехиздат, т. 3, 1958.
- Бобылев В. В. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и пермских отложений левобережья среднего течения р. Амур. Сов. геология, № 6, 1962.
- Глушков А. П. Схема стратиграфии верхнепалеозойских отложений Кур-Урмийского района и Малого Хингана. Тезисы докл. совещ. по стратигр. Д. В. в 1956 г., Хабаровск, 1956.
- Глушков А. П. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Малого Хингана масштаба 1:500 000. Объяснительные записки к ним. Госгеолтехиздат, 1959.
- Глушков А. П. Верхняя пермь хребта Малый Хинган. ДАН СССР, т. 142, № 4, 1962.
- Дарбинян С. С., Беляева Т. В. Объяснительная записка к листу М-53-XX, Госгеолтехиздат, 1962.
- Золотов М. Г. Объяснительная записка к листу М-52-XXX (Облучье). Госгеолтехиздат, 1959.
- Иванов Д. В. Геологические исследования в Амурской области в бассейне рр. Тунгуски, Урми и Б. Биры. Геолог. исслед. по линии Сиб. ж. д., вып. 8, 1898.
- Красный Л. И., Смирнов А. М. Геолого-структурная схема Дальнего Востока и сопредельных с юга территорий ДАН СССР, т. 117, № 3, 1957.
- Красный Л. И. Объяснительная записка к листу М-53, Госгеолтехиздат, 1958.
- Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии. Бюллетень ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 37, 1960.

Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. Вопросы геологии Азии, т. 1. Изд. АН СССР, 1954.

Музылев С. А., Ицксон М. И., Ицксон Г. В., Глушков А. П., Лови Б. И. Геологическое строение и вопросы металлогении Малого Хингана. Мат-лы к первой Всесоюз. конфер. по геолог. и метал. Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2, Владивосток, 1960.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Автореферат докторской диссертации, М., 1962.

Онихимовский В. В. Объяснительная записка к карте полезных ископаемых листа М-53, Госгеолтехиздат, 1958.

Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. Труды ДВ филиала АН СССР, сер. геолог., т. IV, 1960.

Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока, Госгеолтехиздат, 1958.

Руб М. Г., Онихимовский В. В., Макеев Б. В. Петрогеохимические критерии связи оруденения с гранитоидами (на примере Мяо-Чанского района). Изд. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961.

Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы. Изд. АН СССР, № 8, 1958.

Эйриш Л. В. Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга М. Хингана. Сов. геология, № 13, 1960.

Фондовая

Альбов Ю. А., Шпагин А. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Кукал. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1957.

Белогоуб В. Н. Отчет о результатах работ Урмийской гравиметрической партии в Средней части Амуро-Сунгарийского прогиба. Рукопись, фонды ДВГУ, 1961.

Бондаренко Е. И., Шербина Ю. А. и др. Геологическое строение южной части листа М-53-XXI и результаты ревизионно-уязвочных маршрутов. Рукопись, фонды ДВГУ, 1960.

Быковская Е. В., Соколов Р. И. Стратиграфия и петрология мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Хабаровского края. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1961.

Головнева А. А. Объяснительная записка к листу М-53-XV. Рукопись, фонды ДВГУ, 1958.

Грецова Т. Г. Сводный отчет о результатах поисковых геофизических работ на уголь, выполненных на территории Еврейской Автономной области в 1955 г. Рукопись, фонды ДВГУ, 1955.

Григорьев Е. Н., Бобылев В. В. и др. Геологическое строение и подземные воды левобережья реки Амур в бассейнах рек Бира, Тырма и Тунгуска (лист М-53-В). Рукопись, фонды 4-го ГУ, 1959.

Завьялова Л. И., Иванов Н. В. Отчет о работах аэромагнитной партии № 7 в Хабаровском крае и Еврейской автономной области в 1951—1952 гг. Рукопись, фонды ДВГУ, 1953.

Козлов А. А., Шаровская Ю. И., Дубова Т. П. Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейна нижнего течения р. Хор (лист М-53-IV). Рукопись, фонды 4-го ГУ, 1961.

Лазарев А. З. Геология бассейнов рек Кура и Урми Хабаровского края. Рукопись, фонды ДВГУ, 1936.

Лазарев А. З. Геология бассейна рек Куры и Урми. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Библиотека им. Ленина, М., 1944.

Михалина Е. Т., Харитонычев Г. И., Козлов М. П. Геологический очерк бассейна среднего течения р. Амур (лист М-52-Б и М-52-Г). Рукопись, фонды 4 ГУ, 1958.

Михалина Е. Т., Харитонычев Г. И. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые северо-восточной части Средне-Амурской депрессии (лист М-53-XXIX). Рукопись, фонды 4-го ГУ, 1960.

Музылев С. А. Тектоника южной части советского Дальнего Востока. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1946.

Очередник В. К., Вебер В. Т., Иванов П. И. Отчет о результатах геофизических работ в Хабаровском крае и Амурской области, выполненных за 1958—1959 гг. Рукопись, фонды ДВГУ, 1959.

Ривош Л. А., Добин М. А. и др. Отчет Дальневосточной аэромагнитной партии за 1957 г. Рукопись, фонды ДВГУ, 1958.

Сазанов Ю. Б. Объяснительная записка листа М-53-XXV. Рукопись, фонды ДВГУ, 1959.

Смирнов Н. Ф. Геологическое строение листа М-53-ХІХ (Отчет Верхне-Тырминской геолого-съёмочной партии по работам 1957—1958 гг.). Рукопись, фонды ДВГУ, 1958.

Холопешин И. А., Бобылев В. В. и др. Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Кур. Рукопись, фонды 4-го ГУ, 1960.

Холопешин И. А., Бобылев В. В., Караулов В. Б. Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые бассейна среднего и нижнего течения р. Урми, фонды 4-го ГУ, 1962 г.

Шишканова О. Ф. Геологический очерк Кур-Урмийского рудного района. Рукопись, фонды ДВГУ, 1950.

ПРИЛОЖЕНИЕ I

**СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Место нахождения материала; его фондовый № или место издания
1	Альбов Ю. А., Шлагин А. Ф., Борисов В. М., Пахомова Т. В.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Кукуан	1957	Фонды ВСЕГЕИ № 3819
2	Холопешин И. А., Бобылев В. В., Караулов В. Б.	Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые бассейна среднего и нижнего течения р. Урми.	1962	Фонды 4 ГУ № 2343

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ М-53-XXVI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1 : 200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления, вид полезного ископаемого	Характеристика проявления
2	II-3	Бассейн р. Осахта Олово (касситерит)	Шлиховой ореол
3	II-4	Бассейн р. Могогда Вольфрам (шеелит)	Шлиховой ореол
1	II-2	Левый борт р. Урми, 15 км южнее пос. Кукан Молибден (молибденит)	Коренное

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	34
Тектоника	45
Геоморфология	57
Полезные ископаемые	60
Подземные воды	66
Литература	70
Приложения	73

Редактор издательства *Л. С. Цапина*

Технический редактор *Е. Иерусалимская*

Корректор *Т. М. Кушнер*

Формат 60×90^{1/16}
Тираж 100 экз.

Подписано к печати 19/V 1966 г.
Печ. л. 4,75

Уч.-изд. л. 5,7
Заказ 04717

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