

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
Всесоюзный аэрогеологический трест



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Горно-Алтайская

Лист М-45-ХІ

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Утверждено филиалом Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ
при СНИИГИМС 24 октября 1960 г., протокол № II

С о с т а в и т е л и: В.И. Колесников,
Г.А. Максимова,
Л.П. Перфильева

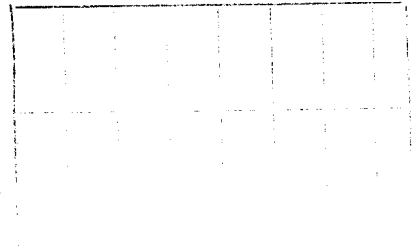
Р е д а к т о р М.Н. Барцева



7876

Государственное научно-техническое издательство
литературы по геологии и охране недр

Москва 1963



113253

В В Е Д Е Н И Е

В административном отношении территория листа М-45-ХІ входит в состав Улаганского района Горно-Алтайской автономной области Алтайского края, а на северо-востоке частично в состав Красноярского края и Тувинской автономной области РСФСР. Положение листа определяется следующими координатами: $50^{\circ}40'$ - $51^{\circ}20'$ северной широты и $88^{\circ}00'$ - $89^{\circ}00'$ восточной долготы.

Описываемая территория представляет собой высокогорную страну, расположенную на стыке Горного Алтая и Западного Саяна. Большая часть района занята резко расчлененным Чулымским нагорьем с абсолютными высотами от 2500 до 3000 м. Гора Куркуре-Бажи с отметкой 3111 м является высшей точкой нагорья и всей территории листа. В северной части района основной орографической единицей является Абаканский хребет с абсолютными высотами от 2400 до 2700 м. Крайний северо-восток занят Шапшальским хребтом и его отрогами с высотами 2400-2600 м. На юго-западе района в пределах Чулымского хребта высота снижается до 1800-2000 м. Не менее важными элементами рельефа являются мелгорные понижения и котловины, выполненные ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Наиболее крупные из котловин отмечаются в бассейне р. Сайгоньша (Сайгоньшская), в бассейне р. Кынтштук-Су (Кынтштукская), в бассейне р. Бол. Улагана (Улаганская).

Все реки относятся к бассейну р. Чулымсана, являющегося основной водной артерией территории листа. Справа в р. Чулымсана впадает два крупных притока: р. Чульча, р. Шавла и множество более мелких речек. На юго-западе района основной рекой является правый приток р. Башкауса - Бол. Улаган с большим количеством мелких притоков.

Для района характерно обилие озер ледникового происхождения, разбросанных на плоских водоразделах и в понижениях рельефа. Некоторые из них по площади достигают 2-4 км² (оз. Гоодин-Куль, озера Ниж. и Верх. Чейбок-Куль, оз. Дери-Куль и др.).

с альпийским рельефом водятся бунны. Пернатый мир тайги очень разнообразен: рябчики, глухари, тетерева, кедровки, дятлы, дрозды; на озерах — утки, гуси, гагары. В зоне горной тундры встречаются пищуха, горная куропатка.

Н а с е л е н и е п у н к т ы (пос. Балыктыяль, пос. Тузар), фермы, летние станы сосредоточены, в основном, на юго-западе района. Поселок Чордо, где расположен кордон Алтайского государственного заповедника, несколько зимовок и летников находятся в долине р. Чулышмана. В горах близ р. Чулышмана расположены колхозные скотоводческие и молочные фермы. Основным занятием населения является животноводство и охота. Поселки Балыктыяль и Тузар связаны с районным центром пос. Усть-Улаган автомобильной дорогой. На остальной территории путями сообщения служат вывчные тропы.

Г е о л о г и ч е с к а я и з у ч е н о с т ь .
Первые отрывочные сведения о геологическом строении района, полученные в результате маршрутов П.А. Чихачева, В.В. Сапожникова и В. Кулибина, относятся ко второй половине прошлого столетия.

В период с 1907 по 1910 г. С.А. Яковлев проводил работы в районе Телецкого озера и сделал маршрутное пересечение через верховья р. Абакана на юг в бассейне р. Бол. Улаган. Он отмечает присутствие золота в притоках р. Чульчи и "угли" в долине р. Сайгоньш.

В 1915 г. Г. Гране занимался вопросом оледенения Русского Алтая. Изучая междуречье Чулышмана и Башкауса, он высказал мысль о формировании в этом районе в конце третичного периода "почти равнины".

Систематические геологические исследования Горного Алтая стали возможны только после революции 1917 г.

В 1925-1926 гг. В.П. Нехоршев (1932) провел маршрутные исследования бассейнов рек Чулышмана и Чуи. В результате этих работ была составлена геологическая карта масштаба 1:500000, дана стратиграфическая схема и сделаны общие выводы об истории геологического развития и о полезных ископаемых. Кристаллические и метаморфические сланцы территории листа М-45-ХI В.П. Нехоршев считал наиболее древними, явно додевонскими породами. Красноцветные отложения, развитые в бассейне реки Бол. Улаган и верховьев реки Яхан-Сору он сопоставлял с девоном Минусин-

К л и м а т отдельных частей района заметно меняется в зависимости от абсолютных высот. Наиболее теплый климат в долине р. Чулышмана со среднегодовой температурой +4°C, по данным метеостанции пос. Беля, находящейся на восточном берегу Телецкого озера в 17,5 км к северо-западу от территории листа М-45-ХI. Однако, на большей части района климат очень суров с частыми резкими ветрами. Средняя годовая температура, по данным Усть-Улаганской метеостанции (лист М-45-ХI), в 3 км юго-западнее территории листа М-45-ХI, равна -3,7°C, что обуславливает сохранение вечно мерзлоты на высотах более 2500 м. Наиболее холодный месяц — январь со среднемесячной температурой -24,5°C и с минимальной до -48°C. Суровая малоснежная зима продолжается 6-7 месяцев. Лето короткое (2-3 месяца) и прохладное. Среднемесячная температура самого теплого месяца — июля +14,4°C. На летние месяцы приходится максимальное количество осадков — 155 мм. Во время дождей даже небольшие реки превращаются в бурные потоки.

Р а с т и т е л ь н о с т ь территории довольно разнообразна. Для лесостепной зоны (юго-западная часть района и долина р. Чулышмана) характерна полнно-злаковая растительность и преимущественно лиственные леса, состоящие из осины, березы и тополя, иногда к ним примешиваются лиственница и пихта. Кустарниковая растительность представлена акацией, смородиной, жимолостью.

Довольно широко развита лесная зона, представленная горной тайгой, покрывающей все склоны и водоразделы с высот 1500-1600 м до 2000 м. Представителями таежного пояса являются лиственница, кедр, пихта, ель, режа сосна; на небольших высотах к ним примешиваются осина и береза. Наиболее высоко поднимается кедр. Подлесок тайги составляют жимолость, шиповник, акания, черемуха, вереск, смородина; из ягодников встречаются голубика, черника, брусника, костеника.

Выше 2000 м тайга сменяется тундрой с мхами, лишайниками и густыми зарослями карликовых берез. Нередко вершины гор покрыты курумниками, и ландшафт принимает вид каменной горной тундры с очень бедной растительностью.

Ж и в о т н ы и м и р достаточно богат и разнообразен. Для лесостепной зоны характерными являются волк, лисица, кабарга, заяц, суслик. В горной тайге обитают медведь, марал, лось, косуля, соболь, бенка, бурндук. В высокогорных районах

ской котловины. К верхнему палеозою В.П.Нехорошевым отнесены континентальные отложения долины р.Сайгонш. Гранитоидные интрузии исследованного района В.П.Нехорошев, проводя аналогии с Тельбесским районом и учитывая свои находки галек гранитов в отложениях верхнего палеозоя, считает девонскими, хотя не исключает более древний возраст разgneйсованных гранитов верховьев Чульчи. Широко развитие кристаллические сланцы и гнейсы В.П.Нехорошев связывает с контактовым воздействием гранитотмидов.

В 1929 г. по территории рассматриваемого района проходила маршрутом М.И.Семихатова. Им описаны почва, растительность и геоморфология района.

В 1930 г. в районе Телецкого озера и низовьях р.Чульшма на Сектором геологической карты ЦНИГРИ проводились работы, в которых принимали участие Н.Л.Бубличенко (1931), В.Г.Белусов-ва и Е.Д. Воднева. Была составлена геологическая карта масштаба 1:40000, на которой в пределах площади листа М-45-ХI выделена свита хлорит-эпидот-серпичитовых сланцев и измененных эффузивов, возраст которой датируется как докембрий - низ кембрия. Позднее Н.Л.Бубличенко относил эту свиту к ордовики, сопоставляя ее с зелено-фиолетовой формацией Б.Ф.Сперанского. Следующей по возрасту является пестроцветная толща - свита "еринат", которую авторы отнесли к силуру. В верхах разреза помещаются верхнепалеозойские угленосные отложения.

В 1937 г. М.С.Калецкая дала геоморфологическое описание бассейна р.Чульшмана, выделяя при этом два комплекса ледниковых отложений.

Результатом многолетних работ В.А.Кузнецова по Алтаю явилось открытие ряда месторождений. В.А.Кузнецовым изучалась история развития структур Алтай и Саян и сделаны региональные тектонические построения для Алтае-Саянской области (Кузнецов, 1949, 1952).

В течение ряда лет коллектив, руководимый В.А.Кузнецовым (1949, 1953, 1958), изучал гипербазиты Алтае-Саянской области. В работах, опубликованных по этому вопросу, все проявления ультраосновных интрузий относятся к салаирскому этапу.

В 1952-1953 гг. на территории листа М-45-ХI и смежных с ним площадях партия под руководством И.И.Щеглова (1953, 1954) проводила поисковые работы на пьезокварц и шлиховое опробова-

ние. В результате были составлены отчет, схематическая геологическая карта масштаба 1:20000 и карта шлихового опробования. Карта мало соответствует современному представлению о геологии района. В отчете авторы отмечают бесперспективность района в отношении оптического сырья. В отложениях по р.Сайгонш указаны несколько непромышленных пластов бурого каменного угля. В зоне крупного разлома по р.Боошкон в окварцованном верхнепалеозойском конгломерате обнаружено медное рудопроявление.

С 1953 г. на территории листа М-45-ХI поисково-съемочные работы начала проводить Алтайская экспедиция ВАГТ"а. В этом году партией под руководством В.Е.Гендлера (1954) была закартирована юго-западная часть площади листа М-45-ХI. Породы метаморфической серии В.П.Нехорошева, в соответствии с господствующими тогда взглядами, были отнесены В.Е.Гендлером к ордовики. Из этой толщи были выделены силурийские терригенно-эффузивно-карбонатные отложения в северо-западной части площади съёмки. В Улаганской депрессии В.Е.Гендлером выделены три свиты девонского возраста. В низах девона по его взглядам залегают эффузивно-осадочная толща (эйфельский ярус), выше - конгломератово-песчаниковая (живетский ярус) и вверху - пестроцветная (верхи живетского - франский ярус). Интрузивные породы на занятаой площади В.Е.Гендлер отнес к позднекаледонскому и герцинскому комплексам. Гипербазиты района г.Кабак-Тайги В.Е.Гендлер считал последнедевонскими, так как им наблюдались активный контакт гипербазитов с породами, отнесенными к живетскому ярусу. Широко развитие кристаллические сланцы и гнейсы В.Е.Гендлер связывал с контактовым воздействием синорогенных девонских интрузий гранитоидов, отмечая, что в краевых частях интрузий породы нередко приобретают гнейсовидную текстуру, переходя в гранито-гнейсы и гнейсы.

В результате работ указанной партии были обнаружены участки с развитием слюдоносных пегматитов и точки с медным, железным и асбестовым рудопроявлением.

В 1955 г. под руководством И.Ф.Пожариского проводились редакционные работы на площади листов М-45-Б и Г по составлению геологической карты масштаба 1:50000.

В 1956 г. была издана геологическая карта Алтая масштаба 1:500000 под редакцией В.П.Нехорошева. В пределах исследуемого района на ней показаны отложения нижнего палеозоя, нижнего

земная магнитометрическая съемка в пределах территории листа не проводилась.

В 1959 г. на востоке территории листа геологами Березовской экспедиции проводились реногносцировочные маршруты с гамма - съемкой масштаба 1:500000. Аномальных участков не выявлено.

Все указанные материалы были учтены при составлении макета геологической карты территории листа М-45-ХI. При этом основой для нее явились геологические карты последних лет Алтайской экспедиции ВАГТ'а (Гендлер, 1954; Барцева, 1958 и 1959), привлечены также данные по съемке соседних листов. Для составления карты полезных ископаемых были использованы также материалы поисковых работ И.И.Щеглова (1953, 1954).

Для подготовки карты к изданию в 1959 г. проводились редакционные работы партией экспедиции № 8 ВАГТ'а в составе В.И.Колесникова, Г.А.Мансимова и Л.Л.Перфильевой. Целью работы было выяснение ряда вопросов по стратиграфии палеозойских отложений и взаимоотношения последних с интрузивными образованиями.

Геологическая карта листа М-45-ХI и схема расчленения пород полностью увязаны с данными, известными по листам М-45-ХII (на востоке), М-45-У (на севере) и М-45-Х (на западе). Геологическая карта листа М-45-ХУП (на юге), представленная к изданию ВСЕГЕИ в 1959 г., не может быть полностью увязана с картой листа М-45-ХI. Это связано с тем, что при составлении карты рассматриваемого района были учтены новые данные, полученные при редакционных работах в 1959 г. и отмеченные в тексте объяснительной записки к листу М-45-ХI.

При геологической съемке, проводившейся партией экспедиции № 8 ВАГТ'а, а также при редакционных работах широко применялись аэрофотоматериалы, повысившие эффективность работ, в особенности при изучении геоморфологии, новейшей техники и зон разрывных нарушений.

С Т Р А Т И Г Р А Ф И Я

На территории листа М-45-ХI развиты отложения протерозойской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской групп. Значи-

тельно считались среднедевонскими.

В 1957-1958 гг. на северной половине и в юго-восточной части территории листа М-45-ХI проводились поисково-съемочные работы масштаба 1:200000 под руководством М.Н.Барцевой (1958, 1959). Была составлена геологическая карта масштаба 1:200000 и дана стратиграфическая схема северной и юго-восточной частей территории листа М-45-ХI. По схеме большая часть пород метаморфической серии В.П.Нехорошева в пределах района съемки отнесена к протерозою. Выше по разрезу выделены: вулканогенно-осадочная толща нижне-среднекембрийского возраста, песчано-сланцевая толща, отнесенная к кембро-ордовику, нестроцветные породы девона и отложения верхнего палеозоя. Были доказаны постепенные переходы от регионально-метаморфизованных "зеленых сланцев" протерозоя, кембрия и кембро-ордовика к глубоко метаморфизованным породам, развитым, по мнению авторов, в зонах глубинных разломов. Образование гнейсов, кристаллических сланцев, фельдшпатизированных пород и гранитизированных участков среди них происходило в досилурийское время.

Среди интрузивных пород выделены девонский и доверхнепалеозойский комплексы. Девонский комплекс представлен гранитоидами и гипербазитами, а доверхнепалеозойский только гранитоидами. Авторами настоящей записки без принципиальных изменений принята стратиграфическая схема и карта, составленные в 1958-1959 гг. Изменен лишь возраст гипербазитов и части континентальных отложений, относимых к верхнему палеозою.

При геологической съемке в 1957-1958 гг. проводилось пло-щадное металлометрическое опробование, результаты которого использованы при составлении раздела "Полезные ископаемые".

Шлиховое опробование в масштабе 1:200000 проводилось на территории листа в 1952-1953 гг. И.И.Щегловым, а также при геологической съемке Аэрогеологической экспедицией в 1953, 1957 и 1958 гг.

В 1957-1958 гг. Аэромагнитная партия Западно-Сибирского геофизического треста проводила на Горном Алтае аэромагнитную съемку масштаба 1:500000. По данным этой съемки, на территории листа М-45-ХI площади распространения интенсивно метаморфизованных пород характеризуются развитием положительных магнитных аномалий, а выходы остальных пород - отрицательных. На-

тельная часть протерозойских и нижнепалеозойских толщ глубоко метаморфизована. Выделены две зоны интенсивно метаморфизованных пород — Шапшальская и Чульманская, описание которых приведено в главе "Тектоника".

Ископаемые органические остатки обнаружены в отложениях девонского, каменноугольного и юрского возраста. Датировка основных стратиграфических подразделений произведена по сопоставлению с отложениями других районов Горного Алтая.

П Р О Т Е Р О З О Й С К А Я Г Р У П П А

Теректинская свита R₁ tr?

Теректинская свита впервые выделена В.А.Обручевым в 1914 г. (В.А.Обручев, 1915 г.). Под этим названием объединены комплекс сложно дислоцированных зеленых метаморфических сланцев и метаморфизованных песчаников, слогающих Теректинский горст и местами перекрытых отложениями синия, кембрия и девона.

На территории листа М-45-XI породы, условно отнесенные к теректинской свите, занимают около 50% всей ее площади. Они развиты на водораздельном просторанстве рек Чульчи и Шавлы, а также на правобережье Чульчи и в районе хр.Кийты-Куль. Теректинская свита представлена зелеными и серо-зелеными метаморфическими сланцами, которые в Чульманской зоне интенсивного метаморфизма изменены до кристаллических сланцев и гнейсов.

В более низких частях разреза часто встречаются прослои (мощностью 1, 5-8, редко 5-8 см) кварцитов. В верхах отмечаются известковистые породы. Кварциты служат даже в зонах глубокого метаморфизма хорошими маркирующими горизонтами, позволяющими устанавливать характер залегания свиты.

Метаморфические сланцы представлены кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-альбит-серицит-хлоритовыми и известково-хлоритовыми разновидностями. В качестве почти постоянной примеси присутствуют зерна турмалина. Известково-хлоритовые разновидности отличаются от остальных более светлой окраской. В зависимости от соотношения чешуйчатых минералов и кварца породы изменяются от тонколистватых до более или менее массивных. Последние имеют подчиненное значение. Структура пород лепидо-гранобластовая, иногда с реликтами алевросаммитовой структу-

ры. Сохранившиеся обломочные зерна представлены кварцем и альбитом. Обломки кварца чаще перекристаллизованы и сливаются с кварцем основной массы; альбит имеет двойниковое строение и встречается в виде округлых зерен. Характерной текстурной особенностью метаморфических сланцев теректинской свиты являются тонкие линзовидные сегрегации кварца.

По составу и реликтам первичных структур устанавливается, что метаморфические сланцы образовались за счет песчано-глинистых пород.

Кварциты представляют собой массивные серые и зелено-серые тонкозернистые породы, состоящие из мелких зерен кварца с характерными зазубренными контурами и рассеянных чешуек хлорита.

Отмеченный выше прогрессивный метаморфизм хлоритовых сланцев с преобразованием последних в кристаллические сланцы и гнейсы заключается в постепенном замещении хлорита биотитом, регенерации и повышении основности плагиоклаза, повышении роли метаморфической сегрегации и укрупнении зерен породы.

В переходной зоне кристаллические сланцы содержат прослои кварцитов и в качестве постоянного аксессуара турмалин. Перечисленные факты говорят о единстве толщи хлоритовых и биотитовых сланцев.

Кристаллические сланцы представлены кварц-плагиоклаз(олигоклаз-андезит)-биотитовыми разновидностями, в которых часто присутствуют силлиманит, гранат, реже кордиерит, андалузит и амфибол. Это массивные серые и темно-серые мелко-средне- или крупнокристаллические породы с субпараллельной ориентировкой минеральных зерен и нередко с тонкополосчатой текстурой. Нередко в кристаллических сланцах наблюдается грубая полосчатость, которая прослеживается на многие десятилетия и сотни метров, совпадая с простиранием биотита в отдельных прослоях, лена неодинаковым содержанием биотита в отдельных прослоях, от чего зависит темная или светлая окраска их. Грубая полосчатость, вероятнее всего, отражает первичную слоистость и вызвана неодинаковым литологическим составом пластов исходных пород.

Гнейсы отличаются от кристаллических сланцев значительно большим содержанием полевого шпата (не менее 20%), меньшим количеством биотита и соответственно с этим более светлой ок-

рынными нарушением от хлоритовых сланцев и метаморфизованных песчаников горноалтайской свиты, а к северу на описываемой площади они постепенно переходят в хлоритовые сланцы теректинской свиты (Рт тр?).

П Л Е О З О Й С К А Я Г Р У П П А

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й - с р е д н и й о т д е л

н е р а с ч л е н е н н ы е Сш₁₋₂

На территории листа М-45-ХІ нерасчлененные отложения ниже-среднекембрийского возраста развиты в районе Абаканского хребта, а также по левобережью и частично по правому берегу р. Чулышмана.

При геологической съемке в 1957-1958 гг. эта толща выделялась в карагольскую свиту - Сш₁₋₂ кг (Барцева, 1958, 1959).

В бассейне р. Чулышмана большая часть отложений, выделенных сейчас как нижний - средний кембрий, относилась В.Е.Гендлером (1954) к среднему девону и частично к верхнему силуру.

На южном склоне Абаканского хребта отложения ниже-среднекембрийского возраста с угловым несогласием залегают на породах протерозоя, в других местах контакты с последними так же, как и с вышележащими более молодыми комплексами пород, тектонические.

Региональный метаморфизм отложений ниже-среднекембрийского возраста соответствует фации зеленых сланцев.

В районе Абаканского хребта представлены нижние части разреза. Наибольшим развитием здесь пользуются песчано-сланцевые отложения, туфогенные породы среднего и основного состава, а также амфиболовые кристаллические сланцы, которые являются метаморфическими эквивалентами вулканогенных пород Шапшальской зоне интенсивного метаморфизма.

В долине реки Чулышман (в районе устья Чульчи) представлены более высокие горизонты ниже-среднекембрийских отложений. Здесь преобладают вулканогенные породы среднего состава

расой.

Гнейсы встречаются в виде прослоев мощностью до нескольких десятков метров в толще кристаллических сланцев и связаны с последними постепенным переходом.

К теректинской свите кроме того условно отнесены кварц-плагноклаз-роговообманковые кристаллические сланцы, слагающие тектонические блоки в районе хр. Кийты-Куль. Возможно, что эти сланцы могут оказаться метаморфическими эквивалентами отложений ниже-среднекембрийского возраста, как они и трактовались при съемке в 1958 г.

Местами в кристаллических сланцах и гнейсах наблюдаются порфиобласты плагноклаза (олигоклаз-андезина). Причем под микроскопом устанавливается, что силициманит и биотит иногда развиваются по спайности порфиобластов. Такие фельдшпатизированные породы иногда встречаются в чередовании с гнейсами и кристаллическими сланцами, а иногда слагают бесформенные участки среди последних. Местами порфиобласты настолько насыщают породу, что придают ей гранитоидный облик.

В связи с чрезвычайной сложностью складчатых и разрывных деформаций в отложениях теректинской свиты определить истинную мощность их затруднительно. С учетом отмеченной тектонической структуры теректинской свиты мощность ее, по-видимому, составляет около 7000 м.

Отложения, отнесенные к теректинской свите, с угловым несогласием перекрываются на севере территории листа М-45-ХІ вулканогенно-терригенными породами нижнего - среднего кембрия, что определяет возраст их как докембрийский. Кроме того они литологически сопоставляются с породами теректинской свиты (Рт тр) Теректинского горста и отложениями джебашской свиты (Рт дж) Западного Саяна.

Учитывая, что описанные отложения возможно могут соответствовать и синийскому комплексу, отнесение их к теректинской свите протерозоя является условным.

Кристаллические сланцы и гнейсы теректинской свиты, развитые в юго-западной части территории, непрерывно продолжатся к югу на площадь листа М-45-ХУП, где они отнесены к горноалтайской свите (Сш₃ - О₁ кг). Подтверждением точки зрения о докембрийском возрасте кристаллических сланцев и гнейсов является то, что с юга на территории листа М-45-ХУП они отделены раз-

и значительную роль играют известняки, прдуроченные к верхам толщи. Нижние горизонты с преобладанием вулканогенных пород, по-видимому, соответствуют в какой-то мере верхним частям разреза в районе Абаканского хребта.

А б а к а н с к и й р а з р е з . На южном склоне Абаканского хребта на сложностроенных метаморфических сланцах теректинской свиты залегают мономинально падающие на северо-восток песчано-сланцевые породы, относимые к низам нижнего - среднего кембрия. Здесь в междуречье Тугундуачена и Эльденгаша отмечено угловое несогласие между нерасчлененными отложениями нижнего - среднего кембрия и породами теректинской свиты протерозоя. Оно фиксируется по резко несоответствию протирания пород при отсутствии каких-либо следов тектонического контакта. На других участках взаимоотношения между нерасчлененными отложениями нижнего - среднего кембрия и протерозоя неясны и граница стратиграфического несогласия между ними показана условно.

В низах разреза широко развиты серовато-зеленые алевролиты и мелко-, реже среднезернистые песчаники. Обломочный материал средней и плохой окатанности составляет в них до 50-70% объема породы и представлен, главным образом, кварцем и кислыми серицитизированным плагиоклазом. Цемент кварц-серицит-хлоритовый. Не менее важную роль играют зеленые метаморфические сланцы: кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-альбитовые и существенно актинолитовые. В качестве второстепенных компонентов в их составе встречаются эпидот, серицит, биотит и роговая обманка. Метаморфические сланцы образуют прослой мощностью от нескольких сантиметров до первых метров среди песчаников, а также слагают отдельные горизонты мощностью до 100-150 м. Среди песчано-сланцевых пород встречаются единичные прослои и линзы серых и светло-серых метаморфизованных известняков мощностью до первых десятков метров.

Мощность описанной части разреза около 1400 м.

Песчано-сланцевые породы вверх по разрезу сменяются серозелеными туфогенными песчаниками, среди которых встречаются прослои мощностью до 10 м зеленых кварц-плагиоклаз-эпидот-хлоритовых сланцев. Туфопесчаники состоят из мелкокристаллической основной массы, порфиробластов роговой обманки и обломков плагиоклаза. Цемент составляет до 70% объема породы и состоит

из хлорита, эпидота, среднего плагиоклаза и небольшого количества кварца. Плагиоклаз в обломках часто сохраняет идиоморфную форму и представлен обычно олигоклазом, реже альбит-олигоклазом. Мощностъ туфогенных пород 600-700 м.

Туфогенные породы сменяются темно-зелеными мелкокристаллическими кварц-плагиоклаз-эпидот-актинолитовыми сланцами, которые вверх по разрезу переходят в роговообманковые кристаллические сланцы. Последние представляют собой массивные темно-зеленые, нередко тонкополосчатые (за счет обособления лейкократовых компонентов) мелко-, средне- или крупнокристаллические породы. Они состоят из зеленой роговой обманки (до 70%), кварца (25-30%) и среднего плагиоклаза (до 30%), в некоторых случаях присутствуют эпидот и биотит. Структура нематогранобластовая.

Мощностъ кристаллических сланцев в пределах изученной площади не менее 1000 м. По простиранию они продолжают территорию смежного листа М-45-У, где переходят в вулканогенные породы среднего и основного состава.

Суммарная мощностъ описанного разреза около 3500 м.

Ч у л ы ш а н с к и й р а з р е з . В этом разрезе можно выделить две (примерно, равные по мощности) части. В нижней части разреза, более пестрой по составу, наибольшее развитие имеют вулканогенные породы, представленные туфами порфиритов, в меньшем количестве плагиоклаз-роговообманковыми и афировыми порфиритами и незначительно альбитофирами, кварцевыми альбитофирами и их туфами.

Туфы порфиритов представляют собой темные зелено-серые породы массивного или сланцеватого сложения, состоящие из мелкокристаллической основной массы и обломков плагиоклаза (олигоклаза, андезина), роговой обманки и порфиритов. Обломочный материал плохо отсортирован; составляет до 60-70% объема породы. Размер обломков не превышает первых миллиметров. Сланцеватые разности почти полностью состоят из основной массы, в состав которой входят хлорит, средний плагиоклаз (нередко альбитизированный), зеленая роговая обманка, актинолит, эпидот, сосерит, изредка кварц и кальцит. Структура основной массы лепидогранобластовая.

Плагиоклаз-роговообманковые порфириты внешне не отличаются от описанных туфов. Под микроскопом они состоят из основной

му девону (Гендлер, 1954). К нижнему - среднему кембрию они отнесены на основании того, что является частью непрерывного разреза вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи, сопоставляемой с фаунистически охарактеризованными отложениями нижне-среднекембрийского возраста. К отложениям того же возраста условно отнесены вулканогенные породы, аналогичные по составу вышеописанным, но менее метаморфизованные. Они развиты в тектонических блоках на левобережье р. Чулышман среди типичных для ниже-среднекембрийской толщи зеленокаменных пород.

Ниже приводится описание Чулышманского разреза по левому борту долины р. Чулышман, в 10 км ниже устья р. Чулычи, где из-под осыпи снизу вверх обнажаются:

1. Зеленовато-серые мелкозернистые туфы среднего состава, переслаивающиеся с светло-серыми глинисто-кремнистыми сланцами 80 м
2. Светлые зеленовато- и желтовато-серые альбитофилы 20 "
3. Мелко- и среднезернистые зеленовато-серые песчаники 80 "
4. Зеленовато-серые кварц-серпичит-хлоритовые сланцы с прослоями светло-серых мраморизованных известняков 100 "
5. Темно-серые тонкослоистые песчанистые известняки 15 "
6. Зеленовато-серые порфиры 5 "
7. Серые и светло-серые альбитофилы 10 "
8. Переслаивающиеся темно-серые эпидот-кварцевые сланцы и альбитофилы 65 "
9. Туфы порфиритов с редкими прослоями мощностью до 3-4 м известняков, светло-серых альбитофил, темно-зеленых порфиритов, амфиболовых сланцев и серо-зеленых хлоритовых сланцев 270 "
10. Темно-серые порфиры 30 "
11. Светлые зеленовато-серые альбитофилы 20 "
12. Среднеслоистые и массивные известняки, светло-серого и белого цвета 60 "
13. Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые туфы среднего состава 110 "
14. Белые сахаровидные известняки с тонкими прослоями светло-зеленых хлоритовых сланцев 50 "
15. Тонкослоистые и массивные серовато-белые и белые известняки 120 "
16. Зеленые метаморфизованные сланцы с прослоями мелкозернистые песчаники, альбитофилы и их туфов 150 "
17. Светло-серые песчанистые известняки 100 "
18. Задреновано 100 "
19. Зеленые метаморфические сланцы с единичными прослоями туфов кислого состава 80 "
20. Серые известковистые гравелиты и пуддинги 30 "

Выше в задренованном склоне на интервале около 200 м наблюдались разрозненные коренные выходы известняков и зеленых

массы и вкрапленников сосерпичитизированного плагиоклаза и синезеленой роговой обманки. Основная масса состоит из крипто-микроркристаллического агрегата амфибола, эпидота и сосерпичита. Афировые порфиры представлены двумя разновидностями, одни с пилотакситовой структурой, другие с микродиабазовой. Первые состоят из микролитов среднего плагиоклаза и микрокристаллического агрегата эпидота, хлорита и небольшого количества карбоната. Вторые - из беспорядочно расположенных, не всегда четко оконтурированных лейст среднего плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены бурой, реже зеленой роговой обманкой, хлоритом, эпидотом и карбонатом. Нередко описанные туфы и эффузивы среднего состава настолько изменены, что их природа распознается по комплексу вторичных минералов и реликтам первичных структур.

Альбитофилы и кварцевые альбитофилы характеризуются светлой зеленовато-серой окраской и массивным сложением. Они состоят из микролитовой или микрофельзитовой основной массы и вкрапленников альбита и кварца (в кварцевых альбитофилах). Породы серпичитизированы и хлоритизированы. Туфы кислых эффузивов отличаются от самых эффузивов лишь микроскопически по реликтам пирокластической структуры и строением основной массы, представленной мелкозернистым агрегатом кварца, хлорита и серпичита. Существенное значение имеют мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники с кварц-серпичит-хлоритовым цементом и кварц-серпичит-хлоритовые сланцы; реже встречаются глинисто-кремнистые, кварц-актинолитовые, кварц-плагиоклаз-актинолитовые сланцы и мраморизованные известняки.

Верхняя часть разреза сланцево-известковистая. Она сложена, главным образом, мраморизованными массивными известняками и зелеными метаморфическими сланцами: серпичит-хлорит-кварцевыми, кварц-хлорит-серпичитовыми и хлорит-биосит-эпидот-кварцевыми. В незначительном количестве присутствуют известковистые гравелиты и пуддинги. Обломочный материал в них хорошо окамен и представлен, в основном, кварцем и в меньшем количестве кварц-хлоритовыми сланцами. В единичных прослоях встречаются мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники, альбитофилы и их туфы.

В дополнении к сказанному необходимо отметить, что описанные вулканогенно-терригенные породы на большей площади своего развития по левобережью р. Чулышмана ранее относились к средне-



метаморфических сланцев. Далее склон полностью задернован. Суммарная мощность по разрезу составляет 1550-1600 м.

Более высокие горизонты ниже-среднекембрийских отложений на территории листа М-45-ХI не наблюдались. В смежном районе (лист М-45-У) они представлены зелеными сланцами с прослоями альбитофиоров и их туфов.

Суммарная мощность отложений ниже-среднекембрийского возраста по разрезам в пределах исследованного района 4000-4500 м. Палеонтологически отложения, относимые к ниже-среднекембрийскому возрасту, не охарактеризованы. По литологии и характеру регионального метаморфизма они сопоставляются с отложениями, развитыми северо-западнее на территории листа М-45-ГУ (Сенников, 1958), в которых собрана фауна археоциат. Археоциаты характеризуют нижние горизонты верхней половины нижнего кембрия.

В более западных районах (восточная часть Кагунского антиклинория) известны фаунистически охарактеризованные вулканогенно-терригенные отложения среднего кембрия. По характеру разреза кембрийская толща, выделенная на листе М-45-ХI, прямых аналогов в районах, где известна фауна нижнего и среднего кембрия, не имеет. К юго-востоку от изученной площади, в бассейне р. Хемчик, по данным геологов Вагта (Вишневецкий, 1960), близкие по составу толщи связаны постепенным переходом с вышележащими терригенными отложениями, соответствующими горноалтайской свите ($См_3-O_1$ стр.). В связи с вышеизложенным в настоящее время не представляется возможным дать более точную датировку возраста толщи, чем $См_1-2$.

Верхний отдел кембрия - и ж -
нижний отдел ордовика

Горноалтайская свита $См_3-O_1$ стр?. Отложения, условно отнесенные к горноалтайской свите, развиты на северо-востоке района в бассейнах рек Чульчи, Яхан-Сору, Карагем, Боожкон и др. На юго-западе отложения свиты имеют тектонический контакт с породами протерозоя, нижнего - среднего кембрия и среднего - верхнего карбона, на севере и востоке они уходят далеко за пределы территории листа.

По составу это толща терригенных пород, подвергшихся сложному метаморфизму, неравномерно проявившемуся и зачастую кату-

павшему первичный их облик. Изучение пород на участках наименьшего их изменения позволяет установить, что горноалтайская свита имеет флишoidalный характер. Изредка наблюдается косяя слоистость. Нижняя часть видимого разреза свиты сложена тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями (0,5-0,7 м) глинистых сланцев. Средняя часть характеризуется переслаиванием алевролитов и песчаников, а в верхних свиты наблюдается тонкое (от миллиметров до 30-40 см) переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев.

На большей площади отложения горноалтайской свиты представлены метаморфизованными тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, филлитами, кристаллическими сланцами и гнейсами.

Метаморфизованные песчаники и алевролиты занимают среди широкого поля кварц-биотитовых и других кристаллических сланцев сравнительно небольшие по площади участки и представляют собой тонкозернистые породы темно-серой, почти черной, реже зеленовато-серой окраски. В метаморфизованных песчаниках и алевролитах начело перекристаллизованы как основная масса, так и большая часть обломков. Сохраняется лишь соотношение зерен и основной массы, характерное для псаммитовой и алевроитовой структур.

Наиболее распространенными среди них являются метаморфизованные алевролиты, представляющие собой темные породы с тонкоосистой текстурой и грубой, реже тонкоплитчатой отделеностью. Структура blastoaleвроитовая или ленидогранобластовая. Цемент алевролитов хлорит-биотитовый, реже хлорит-эпидот-биотитовый.

Метаморфизованные песчаники внешне сходны с вышеописанными алевролитами. По составу они полевошпато-кварцевые. Цемент песчаников хлорит-эпидот-биотитовый. Значительно реже встречаются прослой тонколистватых филлитов, состоящих из хлорита, серицита, мусковита, биотита и мельчайших зерен кварца.

Наиболее широко распространенными среди пород горноалтайской свиты являются различные по составу кристаллические сланцы. Среди них различаются кварц-хлорит-биотитовые, кварц-полевошпато-биотитовые, кварц-эпидот-биотитовые, амфибол-эпидот-кварцевые, мусковит-биотит-кварцевые, биотит-кварц-кордиеритовые и другие разновидности. Это тонкокристаллические массивные по-

роды темно-серой и зеленовато-серой окраски с ориентированной, нередко полосчатой текстурой. Полосчатая текстура пород в отдельных случаях является, видимо, отображением первичной слоистости и выражается в чередовании полос кварц-биотитового, амфиболового и кварц-эпидотового состава. В отличие от метаморфизованных песчаников и алевролитов кристаллические сланцы являются полностью перекристаллизованными породами, без реликтов первичных структур.

Кристаллические сланцы слагают полосы шириной от 200 - 300 м до нескольких километров, чередующиеся с участками метаморфизованных песчаников, алевролитов, филлитов. В узких зонах гранитизации вышеописанные кристаллические сланцы постепенно переходят в крупнокристаллические разновидности того же состава и далее в полосчатые и очковые гнейсы и породы гранитного облика.

Видимая мощность отложений горноалтайской свиты, подсчитанная графически, в пределах территории листа М-45-ХІ - 3000-3500 м.

Описание отложения на исследованной территории фаунстически не охарактеризованы. Непосредственно по простиранию в пределах территории листа М-45-У они, имея тектонический контакт с породами нижнего - среднего кембрия, содержат в нижних горизонтах конгломераты с галькой вулканогенных пород, входящих в состав ниже-среднекембрийской толщи, и трансгрессивно перекрываются фаунстически охарактеризованными нижнесилурийскими отложениями.

Толща аналогичного состава в других районах Горного Алтая отнесены к горноалтайской свите, возраст которой устанавливается по ее стратиграфическому положению как S_3-O_1 .

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел, л а н д о в е р с к и й
и в е н л о к с к и й я р у с ы $S_{1,2,3}+w?$

К нижнему силуру условно отнесена осадочно-вулканогенная толща, слагающая тектонические блоки в бассейне верховьев р.Оныш и на правом берегу р.Бол.Улаган у западной граници исследованного района. Ранее (Гендлер, 1954) эта толща относилась к эйфельскому ярусу среднего девона и выделялась под на-

званием эффузивно-осадочной свиты.

Толща представлена главным образом эффузивами среднего, кислого, реже основного состава и их туфами. Терригенные породы имеют подчиненное значение и представлены туфогенными известковистыми песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами.

Региональный метаморфизм перечисленных пород выразился в очень незначительном изменении основной массы средних и основных эффузивов и частичной перекристаллизации цемента терригенных пород, что отличает их от зеленокаменноизмененных вулканогенно-терригенных пород ниже-среднекембрийского возраста. С последними в пределах исследованной территории наблюдаются только тектонические контакты.

Наиболее полный разрез осадочно-вулканогенной толщи установлен на правом берегу р.Оныш. Здесь в основании видимой части разреза залегают часто переслаивающиеся серые и светло-серые известковистые алевролиты и песчаники, полосчатые глинисто-кремнистые сланцы (мощность прослоев 5-10 м), розовато-желтые среднеобломочные туфы кислого состава (мощность до 20 м). Мощности этих пород около 300 м. Вверх по разрезу вышеперечисленные породы постепенно сменяются мощной толщей чередующихся вулканогенных пород среднего, кислого, реже основного состава. Среди них встречаются подчиненные прослои (мощностью от 1 до 10 м) зеленовато-серых, серых туфогенных и полимиктовых песчаников и кремнистых алевролитов. Вулканогенные породы среднего состава значительно преобладают и представлены в основном андезитовыми порфиритами и их туфами. Порфириты - это зеленые или серовато-зеленые породы с мелко- и тонкокристаллической основной массой и с хорошо выраженными вкрапленниками плагиоклаза (андезин № 35-40), составляющими 30-40% объема породы. Структура основной массы микролитовая, переходящая к интерсертальной. Очень редко встречаются миндалекаменные разновидности. Туфы порфиритов развиты незначительно и внешне не отличаются от лав. Обломочная структура плохо заметна и распознается только под микроскопом. Встречаются и крупнообломочные разновидности, переходящие по простиранию в туфобрекчии с обломками порфиритов и серых кремней размером до 1-2 см.

Вулканогенные породы кислого состава представлены кварцевыми альбитофидрами, их туфами. Им присущи желтовато-розовые,

Н и ж н и й - с р е д н и й о т д е л ы н е р а с ч л е н н ы е

С у м у р л и н с к а я с в и т а D₁₋₂sm? На западе исследованной территории широко развит комплекс преимущественно терригенных пестроцветных и сероцветных образований, условно сопоставляемый с отложениями сумурлинской свиты, выделенной впервые И.И.Белостоцким (1954) по р.Сумурлу (лист М-45-Х). Эти образования на юго-западе описываемой территории были расчленены В.Е.Гендлером (1954) на две свиты: нижнюю песчано-конгломератовую и верхнюю пестроцветную. Соответственно возраст их датировался как средний девон, живецкий ярус и верхнего среднего - низы верхнего девона.

При редакционных работах 1959 г. было установлено, что сероцветная песчано-конгломератовая толща залегает выше пестроцветной и связана с ней постепенными переходами, т.е. имеет обратное стратиграфическое положение, чем это предполагалось В.Е.Гендлером (1954). Выделение на геологической карте двух толщ из-за недостаточности фактического материала и плохой обнаженности не представляется возможным. Кроме того, в верхней части установленного разреза была сообразна фауна среднего девона, что опровергает представления В.Е.Гендлера (1954) о возрасте этих отложений.

Наиболее широко отложения, объединенные в сумурлинскую свиту, распространены на юго-западе, где ими сложена широкая полоса, протягивающаяся от зимовки Кату-Ярык на правобережье р.Чулышман, в бассейне р.Бол.Улаган и далее на юг на территорию листа М-45-ХУП. Кроме того, сумурлинская свита развита на крайнем северо-западе в междуречье Кыги и Кайру.

Сумурлинская свита характеризуется значительным разнообразием слагающих ее пород. Она представлена пестроцветными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, гразелитами, конгломератами, серыми и серо-зелеными кварцевыми песчаниками. Как в нижних, так и в верхних ее частях встречаются маломощные, быстро выклинивающиеся линзы серых мраморизованных известняков. Среди терригенных пород встречаются тонкие невывержанные пласты вулканогенных пород среднего, реже основного и кислого состава.

Контакты сумурлинской свиты с подстилающими отложениями

серые окраски, часто неравномерные, пятнистые. Кварцевые альбитофирны имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены альбит-олитоклазом № 10-12 и корродированным кварцем. Структура основной массы микрофельзитовая. В состав обломков туфов кварцевых альбитофиров входят кварц, плагиоклаз, кварциты. Мощность вулканогенных пород около 1200 м.

Небольшой тектонический блок на правобережье р.Бол.Улаган, у западной границы территории, сложен преимущественно серыми, глинисто-кремнистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками с прослоями (мощность 1-3 м) в нижней части мелкогалечных туфо-конгломератов и андезитовых порфиритов. Цемент конгломератов туфогенный, среднего состава. Галька размером 0,5-1 см представлена песчаниками, темно-серыми глинистыми сланцами, порфиритами.

Общая видимая мощность описанных пород 1500 м.

В осадочно-вулканогенной толще фауна не найдена. По литологии осадочно-вулканогенная толща сопоставляется с фаунистически охарактеризованными вулканогенно-осадочными отложениями нижнего силура, известными севернее в районе горы Ярышкол (лист М-45-У) и восточнее (лист М-45-ХП) по правому притоку р.Хемчик (Т.С.Гостева и др., 1960 г.). Кроме того, поле развития этих пород прослеживается непосредственно на запад на территории листа М-45-Х, где мощность их достигает 3000 м и на них с размывом и угловым несогласием налегают пестроцветы нижнего - среднего девона. Там же установлено несогласное залежание описываемой осадочно-вулканогенной толщи на теректинской свите и отложениях ниже-среднекембрийского возраста (Васюткина и др., 1960).

На основании вышеизложенного, описанные осадочно-вулканогенные отложения условно отнесены к нижнему силуру и в соответствии с унифицированной легендой индексируются как нижний силур ландоверский и венлокский ярусы нерасчлененные.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонского возраста занимают довольно значительную площадь. Наиболее широко они распространены на юго-западе, где известны выходы ниже-среднедевонских и верхнеживецских пород.

почти повсеместно тектонические. Лишь по левобережью р. Онгш на небольшом участке предполагается несогласное залегание пород этой свиты на отложениях, нижнего силура.

Всем терригенным породам свиты присуща тонкая, участками косяя слоистость.

В юго-западной части территории листа для сумурлинской свиты характерны незначительные фациальные изменения. Они выражаются в изменении окраски пород в направлении с северо-северо-запада на юго-восток. Если на север-северо-западе породы окрашены в светло-лиловые и светло-зеленые тона, то на юго-юго-востоке они окрашены в более яркие сургучно-красные и зеленые тона. В этом же направлении происходит постепенное увеличение крупности обломочного материала. На отдельных участках наблюдается обогащение пород известковистым материалом.

На юго-западе лучше всего разрез сумурлинской свиты изучен по долине р. Бол. Улаган вверх по ее течению от западной границы территории листа. Здесь сумурлинская свита, имеющая тектонический контакт с условно нижнесилурийскими (?) отложениями^х делится на две толщи: нижнюю — пестроцветную песчано-алевролитовую и верхнюю песчано-конгломератовую, окрашенную преимущественно в серые и зеленовато-серые тона. Основную часть разреза нижней пестроцветной толщи по долине р. Улаган составляют мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники с железисто-глинистым цементом, в котором иногда присутствует тонкий туфовый материал. Песчаники обладают сургучно-красной, лиловой, серовато-зеленой, ярко-зеленой окраской. Текстура песчаников массивная с хорошо выраженной тонкой, иногда косяей слоистостью.

Среди песчаников отмечаются многочисленные, хорошо выдержанные по простиранию прослойки и пачки (мощностью от 5 до 50 м) алевролитов и глинистых сланцев тех же окрасок, редкие линзовидные прослойки пестроокрашенных гравелитов, конгломератов (мощностью от 2 до 25 м), линзы серых тонкослоистых мраморизованных известняков. Отдельные линзы известняков достигают мощ-

^х Базальные горизонты в пределах описываемой территории не установлены. Они наблюдались в непосредственной близости у западной рамки листа в районе г. Кюдер на территории листа М-45-Х (Васюткина и др., 1960).

ности 50 м и прослеживаются по простиранию на 300-400 м. Конгломераты обычно мелко- и среднегалечные (размер гальки от 1 до 5 см). Галька хорошо окатана и представлена в основном сургучно-красными и серыми кремнями, кварцем. Цементом являются полимиктовые песчаники.

Выше среди пестроцветных пород проявляются горизонты зеленатовато-серых кварцевых песчаников (мощность до 30-50 м). К верхам их количество постепенно увеличивается. Мощность нижней пестроцветной части не менее 2000 м.

Верхняя часть сумурлинской свиты сложена серыми и зеленовато-серыми, средне- и крупнозернистыми, преимущественно кварцевыми песчаниками, среди которых наблюдаются частые прослойки (мощностью от 0,5 до 8 м) гравелитов и конгломератов. Иногда наблюдается ритмичное чередование конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность отдельных ритмов от 1,5 до 5 м. Пестроцветные песчаники и алевролиты развиты в верхней толще незначительно. Количество их постепенно увеличивается в самых верхних горизонтах сумурлинской свиты. Кварцевые песчаники имеют песчаниковую структуру. Обломочный материал, составляющий 80-90% породы, представлен хорошо окатанными зернами кварца и обломками кварцитов. Цемент базальный, серицит-кремнистый. Конгломераты мелко- и среднегалечные. Галька, составляющая 30-40% породы, хорошо окатана и помимо кварца представлена на сургучно-красными и серыми кремнями, лиловыми алевролитами. Цементом служат кварцевые песчаники.

В 3 км севернее р. Бол. Улаган в бассейне р. Тайбулку, среди кварцевых песчаников верхней толщи отмечаются многочисленные прослойки известковистых песчаников, серых мраморизованных известняков, конгломератов с известковистым цементом, лиловых и зеленых алевролитов. Подобное же переслаивание пород наблюдается в небольшом тектоническом блоке в 4 км к юго-востоку от оз. Тоодин-Куль.

Мощность верхней части разреза составляет 1800-2000 м.

На крайнем северо-западе территории листа в междуречье Кыги и Кайру разрез сумурлинской свиты несколько иной. Здесь в основании видимого разреза залегают хорошо слоистые, серовато-зеленые алевролиты, глинистые сланцы, полимиктовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов с известковистым цементом, известняков (мощностью от 5 до 10 м), сургучно-

красных песчаников. Мощность этой толщи достигает 500 м.

Выше залегает толща чередующихся лиловых, серовато-лиловых сургулочно-красных, зеленых алевролитов, полимиктовых песчаников (иногда с примесью туфового материала) и конгломератов. Мощность последних достигает 120 м.

Самые верхи наблюдаемой здесь толщи представлены серовато-зелеными, лиловыми полимиктовыми песчаниками, среди которых отмечаются горизонты серовато-зеленых кварцевых песчаников (мощностью от 20 до 50 м) и конгломератов. Конгломераты обычно состоят из хорошо окатанной гальки сургулочно-красных и серых кремнистых сланцев и интенсивно измененных миндалекаменных порфиритов.

Здесь же отмечаются единичные прослой (мощностью 1-2 м) лепловых туфов среднего состава. Вулканогенные породы встречаются также в небольшом изолированном тектоническом блоке по правобережью р. Кайру. Они представлены серовато-зелеными андезитовыми, реже диабазовыми порфиритами с хорошо выраженной порфировой структурой, их туфами и туфами кислого состава. Положение этих вулканогенных пород в разрезе неясно. Мощность вышеописанной толщи 1500 м. Отложения северо-западной части, по всей видимости, могут быть сопоставлены с нижней пестроцветной частью сумурлинской свиты юго-запада исследованной территории.

Мощность отложений свиты на северо-западном участке 2000 м. Общая мощность сумурлинской свиты 3800-4000 м.

Возраст вышеописанных отложений определяется на основании фауны, найденной у южной границы исследованной территории при редакционных работах 1959 г., а также путем сопоставления их с литологически сходными образованиями смежных листов М-45-Х и М-45-У.

Фауна кораллов собрана в небольшом тектоническом блоке в 4 км юго-восточнее оз. Тоодин-Куль в линзе известняков среди отложений, соответствующих, по-видимому, низам верхней песчано-конгломератовой толщи сумурлинской свиты. Формы *Thamnorota alta* (Tschern.), *Pachyfavosites polytomus* (Goldfuss), *Pachyfavosites cf. exilis Sokolow*, по определением Н.Б. Келлер и заключение В.И. Дубатовова, характерны для среднего девона. Западнее, на территории листа М-45-Х в аналогичных отложениях сумурлинской свиты Уйменско-Лебедского прогиба содержится

обильная фауна, которая определялась в 1957-58 гг. Р.Т. Грациановой как кобленц-эйфельская. Это было подтверждено в 1959 г. Э.Н. Яновым (Васютина и др., 1960).

Непосредственно севернее, на площади листа М-45-У, в верховьях р. Уринат в низах пестроцветных отложений, залегающих трансгрессивно с базальными конгломератами в основании, на породах ниже-среднекембрийского возраста, была найдена фауна на пеллецилод плохой сохранности. Форма *Negetinella cf. bohemicarvar. rigescens*, определенная достаточно, точно, по заключению Р.Т. Грациановой, характерна для низов нижнего девона (Дергунов, 1959).

На основании вышеизложенного, описанные отложения условно датируются как нижний - средний девон нерасчлененные и параллелизуются с сумурлинской свитой.

Отложения сумурлинской свиты прослеживаются на юг на территорию листа М-45-ХУП, где они в верховьях р. Балтырганду датируются как верхний девон (барбургазинская свита), а в верховьях р. Саратан такие же отложения отнесены к кембрию. Соорванный при редакционных работах материал, изложенный выше, не позволяет согласиться с подобной трактовкой их возраста.

Живетский ярус, верхний подъярус D₂S₂

Верхнеживетские отложения имеют очень незначительное распространение на описываемой территории. Они выделены только на участке южнее оз. Узун-Куль в небольшом тектоническом блоке и представлены серыми, темно-серыми глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с глинистым, иногда известковатым цементом.

Вышеперечисленные породы по распространению прослеживаются на юго-запад на территорию листа М-45-ХУП, где они развиты значительно шире и содержат фауну и флору верхнего живета (Дергунов, 1958).

Видимая мощность верхнеживетских отложений в пределах описываемой территории не превышает 400 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Средней - верхней отделе
нерасчлененные С₂₋₃

Выходы средне-верхнекаменноугольных отложений в пределах исследованной территории приурочены к зоне Шапшальского регионального разлома. Они протягиваются полосой по левобережью р. Яхан-Сорту, далее к юго-востоку, залегая в небольших тектонических клиньях к северу от оз. Ямангол и в долине р. Боошкон. Контакты этих отложений с породами палеозоя и протерозоя тектонические. В пределах самой средне-верхнекаменноугольной толщи широко развиты тектонические нарушения, затрудняющие составление ее полного разреза. Тем не менее в бассейнах левых притоков рек Яхан-Сорту и Соруту-Гол выделяются три пачки. Нижняя пачка сложена конгломератами, гравелистами, песчаниками и алевролитами сургучно-красной, реже зеленовато-серой окраски. Основную часть разреза этой пачки составляют мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники сургучно-красной, реже серой окраски, обладающие массивной и неясно сложистой текстурой. Иногда наблюдается пятнистая текстура за счет нечетких прослоев и линз голубовато-зеленых и светло-серых песчаников среди красных.

Алевролиты сургучно-красного цвета встречаются среди песчаников в виде прослоев от нескольких сантиметров до 5-6 м. Конгломераты нижней пачки залегают отдельными линзами или пластами (мощностью от 0,5 до 7 м) в различных частях разреза. Они характеризуются небольшим количеством цемента, представленного грубозернистым песчаником, с включением хорошо окатанных галек и обломков красных кремнистых пород, кварца, пепловых туфов, туфов кварцевых альбитофиоров и кварц-хлоритовых сланцев. Нередко конгломераты сильно окварцованы, причем кварцевые прожилки и желваки, сливаясь с кварцевыми гальками, совершенно искажают облик породы, делая ее похожей на брекчию. Гравелиты преимущественно чаще связаны с конгломератами, образуя среди них пласты мощностью 0,2-1,5 м. По составу гравелиты близки к конгломератам.

В верхних частях нижней пачки появляется много серых полимиктовых песчаников, иногда голубовато-серых и темно-серых

глинистых сланцев. Видимая мощность нижней пачки - 400-500 м. Средняя пачка сложена серыми, темно-серыми, реже лилово-красными песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми и песчанистыми сланцами с прослоями конгломератов, гравелитов и черных углистых сланцев. Резко преобладают темно-серые алевролиты, слагающие пласты мощностью до 40 м, а также маломощные (несколько сантиметров) прослой. Прослой лилово-красных пород тяготеет к нижним и верхним частям пачки.

Меньшее значение имеют серые и темно-серые массивные песчаники полимиктового состава. В виде прослоев (до 2 м) в различных частях разреза присутствуют черные углисто-глинистые и песчанистые сланцы. Углистые сланцы редки и слагают обычно тонкие до 2-4 см прослой. В сланцах и алевролитах нередко встречается флора плохой сохранности.

Конгломераты и гравелиты темно-серой и желто-серой окраски играют подчиненную роль. Обломочный материал в них представлен черными углисто-глинистыми сланцами, кварцем, хлоритовыми сланцами и кремнистыми породами; цемент - песчаниковый. В тектонических клиньях в бассейне р. Боошкон среди сероцветных отложений, относящихся к средней пачке, отмечаются известковистые песчаники и линзы известняков.

Мощность пород средней сероцветной пачки не менее 4000 м. Выше сероцветные образования постепенно сменяются красными цветами верхней пачки.

Верхняя пачка сложена переслаивающимися сургучно-красными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с отдельными горизонтами конгломератов, гравелитов, прослоями и линзами известковистых аргиллитов и известняков. От вышележащей нижней сероцветной пачки верхняя отличается присутствием известковистых пород и преобладанием алевролитов и тонкозернистых песчаников.

Известняки и известковистые аргиллиты приурочены к нижней половине разреза верхней пачки. Они слагают прослой от 0,2-1,5 м до 10-15 м. Выделяются три разновидности известняков. Глинистые и кремнисто-глинистые известняки, окрашены в табачно-серые, зеленноватые, палевые, красновато-серые тона и содержат мелкие (до 1-2 мм) красноватые и голубоватые включения, по очертаниям похожие иногда на гастроподы. Песчанистые известняки представлены

х Под микроскопом в известняках констатировано наличие определенных органических остатков.

лены неравномерно окрашенными вишневыми и розово-серыми разно-
стями. Известковистые аргиллиты окрашены в зеленовато-серые и
сургучно-красные тона. Видимая мощность пород верхней пачки
550-600 м.

Суммарная мощность средне-верхнекаменноугольных отложений,
по-видимому, составляет 1200-1400 м.

Данные отложения В.Л.Нехорошевым (1932, 1956) относились
к девонским образованиям на основании сопоставления с девон-
скими красноцветами Еринатской мульды (лист М-45-У). Однако
определения флоры (сборы М.Н.Барцева, 1958; В.И.Колесникова,
1959) позволили датировать их средне-верхнекаменноугольными.

Среди растительных остатков из этой толщи М.Ф.Нейбург бы-
ли определены следующие формы: *Angaridium* aff. *Rotaninii*
(S c h m.) Z a l ., *Angaridium* sp., *Noeggerathiorpsis* sp., *Ap-
garopteridium* (?) sp., *Samaropsis* sp. nov. По заключению
М.Ф.Нейбург, *Angaridium* aff. *Rotaninii* (S c h m.) Z a l и
Angaridium sp. характерны для мазуровского горизонта нижнеба-
лахонской свиты Кузбасса и малоульбинской свиты (С₂₋₃) Рудно-
го Алтая.

М Е З О З О Й С К А Я Г Р У П П А

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Темноокрашенная континентальная толща пород влверье была
отмечена В.Л.Нехорошевым (1932) по долинам рек Сайгоньш, Берек-
таш и Эльденгаш и рассматривалась им как верхнепалеозойская.
Отмечалась флора плохой сохранности, но определения ее не про-
изводились. К верхнему палеозою отложения этого участка отно-
сились всеми последующими исследователями (Щеглов, Бурухин,
1958, 1954; Барцева, 1958). В 1960 г. определения флоры позво-
лили отнести их к юрской системе.

Данные отложения мономинального и довольно полого (10-
20°) залегают на размытой поверхности гранитов Чульчинского
массива и метаморфических сланцев протерозоя; северная грани-
ца распространения их ограничена разломом. Толща представлена
часто чередующимися конгломератами, гравелитами, песчаниками,
алевролитами и в подчиненном количестве углисто-глинистыми и
углестыми сланцами.

Конгломераты составляют почти 30% толщи, образуя пласты
мощностью от I до 60 м; базальный горизонт имеет мощность око-
ло 200 м. Базальные конгломераты желтовато-серой окраски со-
держат обильную хорошо окатанную гальку, отдельные валуны, об-
ломки и дресву биотитовых гранитов, мелкозернистых зеленова-
тых песчаников, кремнистых пород. Цементом служит разнозерни-
стый аркозовый песчаник, содержащий листочки биотита и муско-
вита.

Внутриформационные конгломераты отличаются более пестрым
составом обломочного материала. В гальках присутствуют черные
углисто-глинистые сланцы, кварц, полимиктовые песчаники, але-
вролиты, редко эффузивы.

Гравелиты отмечаются довольно часто в виде пластов мощ-
ностью от 0,5 до 10 м и обычно связаны постепенными перехода-
ми с песчаниками и конгломератами. Они окрашены в темные буро-
зато-серые или грязно-серые тона. Гравийный материал представ-
лен кремнистыми породами, углисто-глинистыми сланцами и серым
кварцем. Цементом служит разнозернистый аркозовый песчаник.

Песчаники по составу, как правило, полимиктовые, залега-
ют в виде пластов мощностью от 0,5 до 50 м, составляя значи-
тельную часть юрской толщи. Окраска их темная - серых, бурых
и лиловых оттенков; иногда встречаются почти черные разности,
содержащие обуглившиеся растительные остатки. Обломки в них
составляют от 50 до 90% пород, плохо сортированы и представ-
лены кварцем, полевым шпатом, кварцитами, кремнями, эффузива-
ми среднего состава, туфами, хлоритизированными породами. Це-
мент песчаников в большинстве случаев кремнисто-глинистый, сла-
бо серицитизированный.

Алевролиты встречаются значительно реже, залегая среди
песчаников в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров
до I-I,5 м. Это обычно массивные темноокрашенные породы с тон-
кой слоистостью за счет различного содержания углестых частиц.

Углисто-глинистые и глинистые сланцы встречаются в раз-
личных частях разреза, слогая маломощные (0,2-1,5 м) прослой.
Это черные и темно-серые нечетко сланцеватые породы, состоя-
щие из пелитового вещества и большого количества обуглившись-
растительных частиц. В отдельных прослоях мощностью от I до
30 см, редко до 1,2 м, отмечаются углестые сланцы. При поиско-
вых работах И.И.Щеглов и А.Л.Бурухин (1958) занимались изуче-

равномерно. В разрезах по р. Ниж.Кулашу в валунных суглинках содержится от 10% до 30% гравия, гальки; изредка встречаются простом карбонатизированных глин с небольшим количеством обломочного материала.

В межгорных понижениях ледниковые отложения, слагающие гряды, холмы, а иногда и сплошные покровы, имеют мощность не более 20-30 м. Наибольшие мощности (до 150 м) вскрыты в долине р. Поодай (правый приток р. Чульчи). В долине р. Чульшмана и на прилегающих выравненных водоразделах, где они вскрыты долинами рек Ниж.Кулаш, Куржуре, Кара-Су, и др., мощность их не превышает 50-60 м. К образованиям максимального оледенения относятся также эрратические валуны, встречающиеся на многих водоразделах и склонах.

Палеонтологических остатков в ледниковых отложениях не обнаружено.

Водно-ледниковые отложения пространственно тесно связаны с собственно ледниковыми образованиями и нередко не отделены от них. Наиболее широко они распространены по долине р. Бол.Улагана и его притокам, выходящая их дна и покрывая склоны прилегающих возвышенностей. В значительной своей части водно-ледниковые отложения являются продуктом перемыва ледниковых осадков. Состав их чрезвычайно неоднороден, меняется от хорошо окатанных галечников до песчаных глин. Чаще они представлены светло-желтыми и светло-серыми песками различной зернистости, нередко с линзами, обогащенными гравийно-галечным материалом или суглинком с косою слоистостью. На северо-востоке исследованной территории в Узункульской котловине водно-ледниковые отложения представлены песчано-гравийным материалом с выключением отдельных валунов. Мощность описываемых отложений измеряется первыми десятилетиями метров.

Споро-пыльцевой анализ водно-ледниковых отложений в 3,5 км к северо-востоку от пос. Тужар показал пыльцевые спектры, подобные тем, которые О.В. Магзева (1960 г.) считает характерными для среднететвертичных отложений.

Озерно-ледниковые отложения выделяются на территории листа несколько условно. Они отмечаются в долинах рек Чульшман и Бол.Улаган, залегающих в одних случаях под ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, в других

ним углистых сланцев с целью использования их как горючего полезного ископаемого. Однако слишком высокая (96-97%) зольность пород не позволяет относить их к углям.

В различных частях разреза песчаники, алевролиты и сланцы содержат отпечатки стволов деревьев, стеблей трав, членики хвощей, семена. Мощность описываемой толщи не менее 600-700 м. Отложения являются типичными континентальными образованиями.

Отложения отнесены к юрским образованиям на основании определения флоры по сборам М.Н. Барцевой (1958). В.А. Вахрамеевы были определены следующие формы: *Equisetites ferganensis* Sew., *Equisetites* sp., *Phoenicopsis* (?) sp., *Szekanowakia rigida* Heeg., *Podocarpites angustifolius* Heeg., *Sagrolithes* cf. *sinensis* Heeg., *Pityophyllum* ex gr. *podenskiollii* Heeg., *Pityospermatum* cf. *sedgiformis* Briggs. По заключению В.А. Вахрамеева, данные формы широко распространены в юрских отложениях и не указывают на тот или иной отдел юрской системы.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичного возраста на территории листа представлены рыхлыми образованиями различных генетических типов и объединены в четыре возрастные группы.

Средний отдел Q₂

Образования среднететвертичного возраста связаны с эпохой максимального оледенения и представлены ледниковыми, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями, четкую границу между которыми в большинстве случаев провести затруднительно.

Ледниковые отложения покрывают значительные площади пологих склонов правобережья р. Чульшмана, а также выполняют дна трогов и межгорных котловин: Сайгоньшманской, Кюнтотунжской, Яхансоринской и др. Это плотные, иногда песчаные суглинки серовато-желтого, светло-коричневого, реже зеленовато-серого цвета преимущественно местных коренных пород, составляющих от 30% до 50% морены и распределенных в ней не-

выше их. К осадкам этого типа отнесены тонкие пылеватые суглинки светло-желтого цвета с прослоями супесей и тонкозернистых песков. Для суглинков характерна тонкая горизонтальная слоистость.

Споро-пыльцевой анализ суглинков из района пос. Тужар показал содержание исключительно пмоценовой пыльцы. По всей вероятности, пыльца была вынесена из третичных осадков, покрывающих дно и склоны Улаганской котловины, и перенесена ледниковыми водами в озерах. Отложения, связанные с максимальным оледенением в пределах листа М-45-ХI, флористически и фаунистически не охарактеризованы. По представлению большинства исследователей, максимальное оледенение имело место в среднечетвертичное время, что нашло свое отражение в унифицированной легенде.

В е р х н и й о т д е л Q₃

К образованиям верхнечетвертичного возраста отнесены ледниковые, водно-ледниковые и аллювиальные отложения.

Л е д н и к о в ы е о т л о ж е н и я этого возраста развиты крайне незначительно и приурочены к отдельным карам Чулымского нагорья и Шапсальского хребта. По составу они не отличаются от морен максимального оледенения; представлены желто-серыми суглинками и супесями с большим количеством плохо сортированного валунно-галечно-гравийного материала. Мощность отложений не превышает 10-20 м.

Верхнечетвертичный возраст отложений устанавливается по соотношению с мореной максимального оледенения, а именно - ка-ры, в которых лежат описываемые отложения, врезаны в поверхность, перекрытую чехлом моренных отложений среднечетвертичного возраста. На соседней территории (лист М-45-Х) молодые (верхнечетвертичные) морены, спускаясь из ледниковых цирков, образуют конечноморенные гряды, перекрывающие морену максимального оледенения.

В о д н о - л е д н и к о в ы е о т л о ж е н и я представлены в основном песками с редкими валунами, линзами галечников и гравия, реже прослоями супесей и суглинков. Они слагают комплекс низких террас (I и II надпойменная террасы высотой от 5 до 30 м) в долине р. Чулымана и р. Чульчи.

Возраст отложений определяется их положением - они лежат в долинах, которые врезаны в среднечетвертичные ледниковые отложения.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я верхнечетвертичного возраста слагают на некоторых участках первую надпойменную террасу по рекам Чулымману (несколько выше устья р. Чульчи), Шавле и Чульче. Аллювий представлен галечниками средней крупности со значительной примесью песчано-гравийного материала. Нередки хорошо выдержанные прослой крупно-зернистых песков серого цвета с мелкой галькой и гравием. Мощность не превышает 5-6 м.

Палеонтологических остатков в аллювиальных отложениях не обнаружено.

Верхнечетвертичный возраст аллювиальных отложений I надпойменной террасы определяется их положением; они лежат в долинах, врезаемых в ледниковые отложения среднечетвертичного возраста.

К образованиям верхнечетвертичного возраста условно отнесены конгломераты, обнажающиеся в устье террасы (высотой 20-30 м) по левому борту р. Чулыммана в 2,1 км ниже устья р. Сукбак. Конгломераты крупногалечниковые с пористым песчано-гравийно-глинисто-известковистым цементом. Гальки хобровой окраски размером от 2 до 10 см состоят из гнейсов, гранитов, метаморфических сланцев и окварцованных пород. В цементе встречаются остатки растений, почти целиком замещенные кальцитом, и мелкие отпечатки фауны моллюсков плохой сохранности.

Видимая мощность конгломератов около 16,5 м. Не исключено, что данные образования относятся к более древнему, чем верхнечетвертичный, аллювию р. Чулыммана.

В е р х н и й - с о в р е м е н н ы й о т - д е л н е р а с ч л е н е н ы е Q₃₊₄

К верхнечетвертичным и современным отложениям следует отнести нерасчлененные по возрасту делювиальные и делювиально-пролювиальные образования, развитие достаточно широко на территории листа. Однако сплошные покровы их в большинстве случаев по площади незначительны и по условным масштабам не могут быть показаны на геологической карте.

Дельта в альпийские образования представляются суглинками светло-коричневого цвета с включением мелкого щебня. Они развиваются на слабо расчлененных водоразделах и некрутых склонах долин. Дельта в крутых склонах характеризуется крупноглыбовым материалом с примесью суглинков. Мощность дельта в альпийских отложений обычно не превышает 2 м.

Дельта в альпийские образования преимущественно к склонам крупных долин, стенкам каров, трогов, к эрозионно-тектоническим уступам и слатам крутосклонные шлейфы и конусы выноса. Последние в долине р. Чульмана прослеживаются по склонам до высоты 200-250 м, по ширине достигая 200 м. В состав конусов выноса входят серовато-желтые суглинки с большим количеством щебня, гравия, галек и крупных обломков. Изредка отмечаются линзы сортированного и хорошо окатанного материала. На водораздельных пространствах описываемые отложения перекрывают морену среднетерритичного возраста.

В долинах рек с одной стороны наблюдаются уступы в конусах выноса, по времени образования отвечающие уступам второй и более высоких надпойменных террас, с другой — широкие шлейфы конусов выноса перекрывают отложения первой надпойменной террасы и высокой поймы. Все это свидетельствует о том, что образование данных отложений происходит на протяжении длительного промежутка времени, начиная с постледниковой эпохи и продолжается в настоящее время.

С о в р е м е н н ы й о т д е л Q₄

Из отложений современного отдела на территории листа развиты аллювиальные, озерно-болотные и элювиально-дельта в альпийские образования.

Альпийские отложения слагают низкую и высокую поймы наиболее крупных рек района: Чульмана, Чульчи, Шавлы, Бол. Улагана. Аллювий пойм представлен песчано-галечным материалом с линзами суглесей и суглинка, с отдельными валунами размером до 1 м. Мощность аллювия измеряется первыми метрами, иногда достигая 5-6 м.

Озерно-болотные образования встречаются во многих котловинах района и представлены суглинками, глинами

грязно-серой окраски и бурыми торфяниками. Мощность этих отложений не установлена. Следует лишь отметить, что к западу от оз. Умке-Куль на плоской поверхности котловины наблюдаются бугры высотой 3-4 м и около 10 м в поперечнике, сложенные торфяниками. По всей вероятности, такие образования представляют собой бугры пучения, связанные с наличием на этих участках вечной или длительной сезонной мерзлоты. Возраст аналогичных торфяников в долине р. Кара-Кудур (территория листа М-45-Х) определен на основании споро-пыльцевого анализа как раннеголоценовый.

Дельта в альпийские образования развиты на выровненных участках водоразделов и представлены щебнем или курумником. Характер материала находится в тесной связи с литологией коренных пород, на которых развиваются эти образования. В пределах интрузивных массивов на гнейсах и кристаллических сланцах образуются крупноглыбовые курумники. На метаморфических сланцах и малоизмененных породах протерозоя и палеозоя развиты мелкоглыбовые и щебенчатые покровы. Мощность этих образований варьирует от нескольких сантиметров до 5-6 м.

И Н Т Р У З И В Н Ы Е О Б Р А З О В А Н И Я

В исследованном районе довольно широко распространены разнообразные по составу и возрасту интрузивные породы. Зыходы их занимают не менее 20% всей площади листа.

Среди интрузивных образований выделяются породы двух возрастных групп — каледонского интрузивного цикла и герцинского интрузивного цикла. Жильные породы развиты незначительно и не имеют четкой приуроченности к массивам того или иного комплекса, поэтому они выделены на геологической карте лишь по составу.

КАЛЕДОНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

Интрузии каледонского цикла представлены тремя комплексами: салаирским, нижеордовикским и досилурийским^х.

САЛАИРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (Σ Сл₂)

К салаирскому интрузивному комплексу отнесены интрузии ультраосновного состава, прорывавшие кембрийские отложения в районе Абаканского хребта. Они приурочены к региональным разломам древнего заложения и залегают как внутри кембрийских отложений, так и по тектоническому контакту последних с породами горноалтайской свиты, образуя вытянутые в северо-западном направлении линзообразные тела. Самое крупное из них достигает в длину 20 км и не превышает 2 км по ширине. Представлены ультраосновные породы дунитами и резко подчиненно серпентинитами.

Дуниты — массивные, темно-зеленые, мелко- и среднекристаллические породы с красно-бурой коркой на выветрелой поверхности. Они состоят из изометрических зерен оливина размером до 1-1,5 мм в поперечнике и редких кристаллов хромита. Серпентин развивается по многочисленным трещинам в зернах оливина, в связи с чем образуются петельчатая и решетчатая структуры. К крайним частям дунитовых массивов серпентинизация становится более интенсивной и в некоторых участках дуниты полностью преобразованы в серпентиниты. Последние, кроме того, полностью состоят из серпентинитов.

Серпентиниты состоят из волокнисто-щестоватых, реже пластинчатых кристаллов серпентина, нередко в них присутствуют осадки зерен оливина. В крайних частях гипербазитовых массивов на контакте с кристаллическими сланцами Шалшальской зоны интенсивного метаморфизма наблюдаются новообразования тремолита

^х Комплексы эти выделены по всей территории работ Алтайской экспедиции. Однако, наиболее вероятно, что в описываемом районе мы имеем дело с единым комплексом интрузий. Первые фазы этого комплекса однообразны с метаморфизмом, проявившимся после отложения горноалтайской свиты (Сл₃ - О₁ст₁), а более поздние проявления (соответствующие описанному ниже досилурийскому комплексу) обусловили формирование массивов, дискорданных по отношению к складчатым структурам района, сложенных гранитоидами со структурами нормальной магматической кристаллизации. (Прим.ред.).

(отмечено в нескольких шлифах) в виде ромбов, призм и столбчатых кристаллов, что, возможно, связано с действием кислых метаморфизирующих растворов на ультраосновные породы. Экзоконтактовые изменения на наблюдались. Петрохимически ультраосновные породы существенно не отличаются от гипербазитов других районов СССР (см. таблицу, анализ № I).

Интрузии гипербазитов широко развиты на территории Восточного Алтая, Западного Саяна и Тувы. Большинство исследователей считает, что внедрение гипербазитов связано с ранними этапами развития геосинклинальной области, со временем формирования в ней спилито-кераатофировой формации, с которой они преимущественно связаны. Последнее обстоятельство, по мнению В.А.Кузнецова, считается убедительным доказательством их кембрийского возраста (Кузнецов, 1949, 1953, 1958; Пинус, 1955). Другая группа исследователей придерживается мнения о более молодом возрасте некоторых интрузий ультраосновных пород (Винкман, 1949, 1954; Барцева и др., 1958; В.П.Нехорошев, 1958 г.). Поскольку гипербазиты на территории листа М-45-ХI пространственно приурочены к вулканогенным породам ниже-среднекембрийского возраста, время внедрения их связывается с салаирским тектогенезом^х.

НИЖЕОРДОВИКСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (Σ О₁)

К нижеордовикскому комплексу отнесены небольшие массивы и мелкие тела, пространственно связанные с глубоко метаморфизованными породами Чулымской и Шалшальской зон метаморфизма^{хх}. Наиболее крупными массивами являются Чейбокульский и Шавлинский. Первый расположен в центральной части листа, занимаемая площадь около 60 км². Второй площадью около 40 км² находится на юго-востоке района. Мелкие тела широко развиты на северо-востоке района в бассейнах рек Карагема, Тайсына и Пособай.

^х Гипербазиты моложе метаморфизма, которым заделты толщи горноалтайской свиты. (Прим.ред.).

^{хх} Очевидно, к этому комплексу следует отнести также интрузии, развитые в долине р. Чулымсана, почти не отличающиеся от Чейбокульской. (Прим.ред.).

Чейбокулдуский и Шавлинский массивы сложены серыми неравномернозернистыми, иногда порфировидными плагиогранитами, граундоритами, гранитами. В большинстве случаев наблюдается субпараллельная ориентировка биотита, а иногда и полевых шпатов. Перечисленные породы в пределах одного и того же массива связаны постепенными переходами. В центральных частях массивов гранитоиды значительно катаклазированы и имеют, как правило, цементные структуры. В периферических частях обычно развиты гнейсовидные разности, постепенно переходящие в гнейсы, фельдшпатизированные породы или кристаллические сланцы. Таким образом, контакты с вмещающими породами размазанные и лишь в редких случаях наблюдаются резкие границы.

Все мелкие тела сложены породами, лишенными гранитных структур и обнаруживают явно метасоматическое происхождение. Сложены они обычно биотитовыми плагиогранито-гнейсами. Тела, распространённые среди амфиболовых кристаллических сланцев, в бассейне р. Поодой сложены роговообманковыми плагиогранито-гнейсами. Как показано изучение под микроскопом, наиболее широко распространённой группой пород в крупных массивах являются плагиограниты. В состав плагиогранитов входят: плагиоклазы № 25-35, иногда слабо зональный (30-40%), кварц (35-40%), биотит (15-25%). Кроме того, иногда присутствуют решетчатый микроклин, мусковит и силлиманит, содержание которых не превышает первых процентов, а также акцессорные минералы (до 0,4%) и рудный (0,1%). При увеличении содержания микроклина и соответственно уменьшении количества плагиоклаза породы по составу приближаются к нормальным гранитам.

Разности гранодоритового состава отличаются от плагиогранитов меньшим количеством кварца (<5%) и большим содержанием плагиоклаза (до 50%), который чаще имеет зонарное строение, причем в центральных частях его основность повышается иногда до лабрадора.

В описанных породах наблюдается как структура бластаза, так и структура с признаками марматической кристаллизации. Химический состав гранитоидов, по данным анализов из Чейбокулдуского массива, характеризуется пересиленностью алюминия и преобладанием натрия над калием (см. таблицу, анализ № 2). Отмеченные особенности строения гранитоидов и их взаимоотношений с вмещающими породами объясняются их формированием в процессе гранитизации, при которой возможны и метасоматичес-

Таблица
Результатов химических анализов изверженных пород

№ анализа	Массив	Порода	Содержание, %																								
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O															
1	Массив на южном склоне Аваньяского предгорья	Гранодиорит	41,18	0,12	4,04	2,28	5,88	0,11	87,44	2,48	0,06	0,20	0,81	6,71	1,87	100,28	9,9	0,38	1,69	59,15	42,0	66,66	-	9,86	88,89	1,24	
2	Чейбокулдуский	Гранодиорит	66,94	0,91	16,04	0,68	4,07	0,05	2,44	2,25	2,82	8,00	-	1,87	100,28	9,9	0,38	1,69	59,15	42,0	66,66	-	9,86	88,89	1,24		
3	Чейбокулдуский	Тоналит	66,17	0,36	16,07	1,65	2,11	0,09	8,44	1,20	3,68	0,24	2,58	99,69	9,97	0,24	1,16	1,58	2,92	10,19	76,1	82,25	32,21	29,1	40,89	5,96	
4	Чейбокулдуский	Таборо-диорит	55,02	0,78	18,88	1,77	5,06	0,15	4,93	7,51	1,20	3,12	0,20	2,58	99,20	8,57	0,20	1,16	1,58	2,92	10,19	76,1	82,25	32,21	29,1	40,89	5,96
5	Чейбокулдуский	Плагиогранит	73,72	0,22	14,16	0,36	0,32	0,02	1,59	3,81	0,64	4,00	0,14	0,60	99,86	9,46	0,14	0,60	104,78	18,24	11,77	14,75	14,75	14,75	14,75	14,75	
6	Чайчиновский	Гранит	71,27	0,22	14,73	1,20	0,71	0,07	0,70	0,68	6,00	2,90	0,05	0,66	99,25	14,75	0,05	0,66	104,78	18,24	11,77	14,75	14,75	14,75	14,75	14,75	
7	Чайчиновский	Гранит	74,59	0,10	14,60	0,93	0,44	0,05	0,73	0,89	5,04	2,92	0,20	0,62	104,78	18,24	0,20	0,62	104,78	18,24	11,77	14,75	14,75	14,75	14,75	14,75	
8	Чайчиновский	Гранит	72,34	0,14	14,67	0,92	0,44	0,06	0,73	0,89	5,04	2,92	0,20	0,62	104,78	18,24	0,20	0,62	104,78	18,24	11,77	14,75	14,75	14,75	14,75	14,75	
9	Массив у оз. Тоолми-Ауя	Сербентинит	40,6	0,06	1,70	5,96	-	-	34,99	2,31	1,58	5,04	0,20	0,62	104,78	18,24	0,20	0,62	104,78	18,24	11,77	14,75	14,75	14,75	14,75	14,75	

кое возникновение пород гранитоидного облика, и местное переплавление с образованием тел *in situ*, и перемещение появившегося расплава и, наконец, поступление магмы из глубинных очагов.

Жильные породы, связанные с нижеордовикскими гранитоидами, представлены дайками и жилами аплитов и слюдоносных пегматитов, расположенными как внутри массивов, так и за их пределами.

Отмеченные выше особенности гранитоидов говорят об их одновременности с метаморфизмом, который, как будет показано в главе "Тектоника", сопровождал тектогенез в конце нижнего ордовика. Последнее согласуется с абсолютным возрастом метаморфизма, определенным по биотиту из кристаллических сланцев левобережья Шавлы, исчисляемым в 410 млн. лет (Барцева, 1959). Это дает основание считать описанные интрузивные образования с известной долей условности нижеордовикскими.

ДОСИЛУРИЙСКИЙ (?) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К этому комплексу условно отнесены гранитоиды, сложенные Яхансоринский, Узункульский, Чалыкульский, Кульшский и Чулчинский массивы. Породы, сложенные указанные массивы, кроме Чулчинского, широко развиты непосредственно севернее в юго-восточной части листа М-45-У, где устанавливается их принадлежность к единому досилурийскому комплексу.

Все гранитоиды описываемой территории, объединенные в досилурийский (?) комплекс, сформировались, по-видимому, в четыре фазы: 1 - диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты (δ as?); 2 - порфировидные плагиограниты, граниты, гранодиориты, адеманлиты (1 δ as?); 3) - равномернозернистые, иногда порфировидные биотитовые граниты (γ as?); 4 - мелкозернистые биотитовые граниты (ϕ as?). Возрастная последовательность фаз обосновывается наблюдениями над взаимоотношениями пород в пределах изученной территории и смежных районов.

Взаимоотношение первой и второй фаз наблюдались на листе М-45-У, где порфировидные граниты второй фазы прорывают диориты, сложенные с аналогичными породами первой фазы. Граниты, сложенные Чулчинский массив, условно выделены в третью фазу по их относительно более свежее облику в сравнении с по-

родами предыдущих фаз.

Диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты (δ as?) первой фазылагают два разобщенных массива - Яхансоринский и Чалыкульский. Они имеют активные контакты с вмещающими отложениями террейгской свиты, нижнего - среднего кембрия и горноалтайской свиты.

Наиболее крупный из них Яхансоринский массив занимает площадь около 80 км² в междуречье Яхан-Сору и Карагема, по левобережью р. Боошкон. Северо-западная часть его в плане имеет линейновытянутую форму и лишь на юго-востоке массив приобретает неправильные очертания. Вытянутая форма и прямолинейность контактов обусловлены формированием интрузии в зоне крупных тектонических нарушений. Чалыкульский массив, площадью около 50 км², располагается по обоим сторонам долины р. Чулышман, южнее оз. Чалык-Куль.

Названные массивы сложены породами весьма пестрого петрографического состава. Среди них преобладают диориты, сложенные северо-западную часть Яхансоринского и большую часть Чалыкульского массива. Связанные с ними постеленными породами тоналиты развиты в юго-восточной половине Яхансоринского массива. Гранодиориты и кварцевые диориты распространены незначительно. Все породы катактазированы и местами разгнейсованы.

Диориты - мелко-, реже среднекристаллические породы серого или зелено-серого цвета с отчетливо видимыми зернами полевого шпата. В состав диоритов входят: плагиоклаз, составленный основной массой породы, частично зонарный, представлен олигоклаз-андезином и андезином № 27-42 (60%); кварц (от 2 до 15% в кварцевых диоритах), биотит (17%). Содержание роговой обманки в породе непостоянно и колеблется от 5 до 20%. Она образует отдельные скопления и агрегаты.Accessoryные минералы (до 0,5%) представлены сфеном, апатитом, цирконом. Вторичные изменения в диоритах выразились в серицитизации и сосерритизации плагиоклазов, хлоритизации темноцветных минералов. Тоналиты внешне не отличимы от диоритов и распознаются лишь под микроскопом. Они сложены плагиоклазом (олигоклаз-андезином № 27-35) часто зонарным (50-65%), тонкорешетчатым микроклином (5%), кварцем (10-20%), роговой обманкой и биотитом (15-25%).

Развитые в центральной части Чалыккульского массива гранодиориты связаны с диоритами. Постепенными переходами и представляются собой серые неравномернозернистые, иногда слабо порфиривидные породы. По минералогическому составу они резко отличаются от диоритов. В их состав входят: кварц (25%), плагиоклазы - олигоклаз № 18-20 (42%), калиевый полевой шпат (16%), биотит (16%), рудные (0,6%). Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом (0,3%).

Химический состав и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому пород Яхансоринского массива приведены в таблице. Породы по анализу № 3 отличаются от среднего гранодиорита меньшим содержанием СаО и большим содержанием K_2O . По содержанию щелочей она очень близка к тоналиту, отличаясь от последнего малым количеством K_2O . По анализу № 4 порода очень близка к обычному габбро-диориту, но отличается от него резко повышенным количеством K_2O .

Экзоконтактовые изменения наблюдались вблизи Яхансоринского массива, где они выразились в интенсивном ороговиковании вмещающих пород (особенно в юго-западной части массива) с образованием биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиков. Широкие зоны экзоконтактовых изменений не превышает первых сотен метров. На отдельных участках она достигает 0,5 км.

Порфиривидные плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты (Xδas?) второй фазы слагают два разобщенных массива, имеющих секущие контакты с породами теректинской и горноалтайской свит. Это Узункульский и Кулашский массивы. Они обладают несколько различным составом и поэтому описание их приводится отдельно. Узункульский массив расположен на крайнем северо-востоке в районе оз. Узун-Куль, образуя на дневной поверхности три изолированных выхода общей площадью около 60 км². Они сложены порфиривидными разгнейсованными, иногда интенсивно катаклазированными биотитовыми гранитами, реже плагиогранитами и адамеллитами. На отдельных участках массива наблюдается частичная мусковитизация и окварцевание гранитоидов, связанные, по-видимому, с явлениями грейзенизации.

Биотитовые граниты представляют собой массивные, серые и светло-серые, среднекристаллические породы с порфиривидными выделениями полевых шпатов. Размер последних колеблется от

1,5 до 3 см. Количество порфиривидных выделений составляет 20-25%. Порода обладает гипидиоморфнозернистой структурой. В катаклазированных зонах нередко наблюдается "бетонная" структура.

Породообразующими минералами являются: плагиоклазы (олигоклаз-андезин), нередко зонарный (20-30%), решетчатый микроклин (от 30 до 40%), кварц (20-40%), биотит (5-7%), из акцессорных - сфен (1%).

Два силикатных анализа гранитов Узункульского массива показывают некоторое различие в их составе (см. таблицу). Породы по анализу № 5 отличаются повышенным содержанием Me_2O и СаО, по анализу № 6 бедна СаО, богата щелочами и глиноземом.

Контактовые изменения Узункульского массива выразились в ороговиковании вмещающих пород горноалтайской свиты.

Кулашский массив расположен в междуречье Чулышмана и Шавлы и занимает площадь около 85 км². С севера Кулашская интрузия ограничена разрывным нарушением.

Породы, слагающие массив, сильно катаклазированы и участками превращены в милониты и типичные брекчи трения. Они представлены гранодиоритами и в меньшей мере гранитами. Максимально розовые гранодиориты, иногда зеленовато-серые гнейсовидные породы с мелко-среднекристаллической основной массой и с порфиривидными выделениями розовато-белых или светло-серых кристаллов полевых шпатов величиной до 1,5-2 см. От гранодиоритов первой фазы они отличаются несколько большим содержанием калиевого полевого шпата и кварца. В состав гранодиоритов входят: олигоклаз № 18-22 (41%), решетчатый микроклин (19%), кварц (до 33%), биотит (6%), иногда мусковитизированный. Среди акцессориев встречаются апатит, циркон. Порфиривидные выделения полевого шпата представлены в равных количествах микроклином и олигоклазом. Структура гранодиоритов типидиоморфнозернистая, в катаклазированных зонах распространением в центральной части Кулашского массива и аналогичны таковым в Узункульском. В узкой полосе эндоконтакта наблюдается переход гранодиоритов в кварцевые диориты, иногда диориты. Экзоконтактовые изменения выразились в ороговиковании пород теректинской свиты.

Равномерно зернистые, и иногда порфировидные биотитовые граниты (Уас?) третьей фазы слагают самый крупный в пределах исследованной территории Чульчинский массив, расположенный на правом берегу р. Чульчи и занимающий площадь около 250 км². Между оз. Сайгоньш и оз. Эльденгах на размытом гранитном ложе залегают отложения юрского возраста, отделяющие северную часть массива от остальной его площади. Небольшие выходы биотитовых гранитов встречаются в верховьях р. Кыги.

Вмещающими породами чульчинских гранитов являются гнейсы и кристаллические сланцы теректинской свиты и отложения нижне-среднекембрийского возраста, с которыми граниты имеют резко секущие контакты. Нередко граниты содержат ксенолиты вмещающих пород, что свидетельствует, вероятно, о неглубоком эрозивном срезе массива. Граниты этой фазы очень разнообразны по составу, структуре и в отличие от пород первых двух групп почти не несут следов катаклаза. Они представлены светло-серыми мусковитизированными равномернозернистыми среднекристаллическими разновидностями. Иногда породы неравномернозернистые и переходят в порфировидные. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. В состав их входят: калиевый полевой шпат (до 40%), плагиоклаз (20-25%), кварц (25-30%), биотит и развивающийся по нему мусковит (5-8%). Акцессорный минерал представлен турмалином. Калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом и представлен решетчатым микроклином, иногда с перлитами замещения. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом № 12-25 и олигоклаз-андезином № 25-35, участками серицитизирован.

Граниты небольших интрузий в верховьях р. Кыги отличаются от гранитов главного массива некоторым преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и хлоритизацией биотита.

Химический состав чульчинских гранитов представлен двумя анализами (см. таблицу, анализ № 7, 8). По сравнению с нормальными гранитами Дели они обнаруживают резко пониженное содержание СаО и повышенное содержание К₂O и глинозема.

В зоне эндоконтакта, не превышающей обычно по мощности нескольких сантиметров, происходит изменение зернистости гранитов и некоторое обогащение биотитом.

Экзоконтактовые изменения выразились в образовании биотитовых роговиков по породам теректинской свиты. Мощности кон-

тактовых изменений не превышает обычно нескольких сотен метров.

Мелкозернистые биотитовые граниты (Уас?) являются завершающей фазой досилурийского (?) комплекса и образуют небольшие (0,2-1 км²) тела и дайки в бассейне р. Карагол, на правом берегу р. Чульчи, а также очень мелкие, не выделяемые в масштабе карты, тела внутри Чульчинского массива, имеющие с ним рвущие контакты.

Небольшие тела мелкозернистых гранитов в бассейне р. Карагол прорывают и ороговиковывают породы нижне-среднекембрийского возраста. Тела на правом берегу р. Чульчи прорывают породы теректинской свиты. По составу граниты вышеуказанных тел аналогичны гранитам Чульчинского массива и отличаются лишь мелкозернистостью сложением и несколько повышенным содержанием плагиоклаза и биотита.

Жильные породы, связанные с гранитоидами досилурийского комплекса, представлены диабазовыми и диоритовыми порфиритами, аплитами, мелкозернистыми гранитами, пегматитами. Широко развиты кварц-полевошпатовые жилы с мусковитом и турмалином, кварцевые жилы.

Приуроченность жильных пород к тем или иным интрузивным массивам можно отметить только для диабазовых и диоритовых порфиритов, которые развиты в Узункульском и Яхансоринском массивах, а также для пегматитов и кварц-полевошпатовых жил, широко развитых в Чульчинском массиве.

В гранитоидах вышеописанного комплекса по протоочкам отмечается постоянное присутствие монацита. Кроме того, с породами Узункульского и Чульчинского массивов связана редкометаллическая минерализация, установленная шиховым опробованием.

Нижний возрастной предел комплекса определяется тем, что гранитоиды, входящие в его состав, прорывают толщу пород от протерозоя до нижнего ордовика включительно. Кроме того, они занимают отчетливо секущее положение по отношению к складчатым структурам вмещающих пород и синорогенным гранитоидам, формирование которых связано с тектогенезом, проявившимся, по-видимому, в конце нижнего ордовика.

Верхний возрастной предел комплекса определяется весьма условно. Породы Чульчинского массива хорошо сопоставляются с равномернозернистыми биотитовыми гранитами Оншского массива

(лист М-45-Х), досилурийский возраст которого обосновывается следующими данными. Осадочно-вулканогенные отложения условно нижнесилурийского (?) возраста вблизи Онышского массива не претерпели контактовых изменений. Кроме того, граниты в крайней части вышеназванного массива прорываются дайками гранит-порфиров, генетически связанных, по-видимому, с покровами кварцевых порфиров вулканогенной толщи нижнего силура (?). Аналогичные гранит-порфиры встречены в гальках базальных конгломератов отложений ниже-среднедевонского возраста на территории листа М-45-Х (Гаврилова, 1960). Порода остальных массивов хорошо сопоставляется с досилурийскими интрузиями листа М-45-У. На основании всего выше приведенного, описанные группы гранитоидов условно отнесены к досилурийскому (?) комплексу.

Г Е Р Ц И Н С К И Й И Н Т Р У З И В Н Ы Й Ц И К Л

ТЕЛЬБЕСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (ND₂)

К этому комплексу отнесен массив амфиболитованного габбро площадью около 5 км² на юге территории листа М-45-ХI, в районе оз. Тоодин-Куль, а также малые согласные линзовидные тела аналогичных пород на северо-западе. Массив у оз. Тоодин-Куль продолжается на территорию смежного листа М-45-ХУП, где он ранее не был закартирован. Амфиболитованные габбро представляют собой массивные мелко- и среднезернистые темно-зеленовато-серые, почти черные, иногда рябоватые породы с габбро-диабазовой структурой, состоящие главным образом из основного сосеритизированного плагиоклаза и зеленой роговой обманки. Изредка присутствует пироксен, который частично замещен роговой обманкой, а иногда серпентином. С габброидами связаны вытянутые участки серпентинитов, обычно приуроченные к крайним частям массивов. Между габброидами и серпентинитами наблюдались резкие контакты.

Серпентиниты состоят из бастита, антиторита и подчиненно хризотила. С серпентинитами тесно ассоциируют среднекристиаллические темно-зеленые породы, состоящие из пироксена и иногда очень измененного основного плагиоклаза. Пироксен пред-

ставлен диопсидом и гиперстеном и нередко частично замещен серпентином.

Серпентиниты, по-видимому, представляют собой полностью серпентинизированные пироксеновые породы. Последние, очевидно образовались из отщеплений габброидной магмы и внедрились, возможно, в виде жид или даек, скорее всего, после становления габброидных массивов, так как пироксен в них не подвергся авторметаморфической амфиболитизации, характерной для самих массивов. Петрохимически серпентиниты мало чем отличаются от салаирских гипербазитов (см. таблицу, анализ № 9).

Эндоконтактовых изменений пород тельбесского комплекса не наблюдалось. Экзоконтактовые изменения выразились в закалке вмещающих терригенных пород и доломитизации известняков (Гендлер, 1954).

С серпентинитами на юге района связано проявление асбеста. Массив у оз. Тоодин-Куль, а также малые тела на северо-западе исследованного района прорывают фаунистически охарактеризованные нерасчлененные отложения нижнего - среднего девона. Верхняя возрастная граница этих интрузий не фиксируется. Время внедрения их связывается с тельбесской фазой тектогенеза.

ПОСЛЕДНЕВОНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (У рд₃)

К этому комплексу отнесены мелкозернистые розовато-серые лейкократовые граниты, слагающие два небольших тела (площадью до 0,5 км²) на левобережье р. Чулышман, против устья р. Ниж. Кулаш и западнее оз. Уйке-Куль.

В состав гранитов входит калиевый полевой шпат (51%), кварц (34%), плагиоклаз (12,8%), биотит (1,1%). По значительному преобладанию калиевого полевого шпата над плагиоклазом мелкозернистые граниты могут быть отнесены к группе аляскитовых.

Экзоконтактовые изменения этих тел выразились в образовании темно-серых до черных эпидот-биотит-кварцевых роговиков по вмещающим породам ниже-среднекембрийского возраста.

Косвенным подтверждением последнедевонского возраста мелкозернистых лейкократовых гранитов является их петрографическое и петрохимическое сходство с гранитоидами Атуркольского

массива, расположенного к югу от исследованной территории на площади листа М-45-ХУП. Абсолютный возраст гранитов Атуркольского массива 250 млн. лет (карбон) по шкале Холмса (Дергунов, 1958).

Т Е К Т О Н И К А

На тектонической схеме Алтае-Саянской горной области В.А. Кузнецова (1952) территория листа М-45-ХП находится в каледонской складчатой зоне. В результате работ последующих лет Алтайской экспедиции ВАГТА, ВСЕГЕМ, а также геологов Красноярского геологического управления стало возможным более детальное структурное расчленение этой зоны.

В свете последних данных, исследуемый район расположен в пределах двух областей с различным геологическим строением и историей геологического развития (рис.1). Одна из них, занимающая почти всю территорию листа, за исключением северо-восточной части ее, представляет собой антиклинорную структуру - Чулымский антиклинорий, формирование которой, по-видимому, началось в верхнем протерозое, а закончилось в основном к началу верхнего кембрия. В строении Чулымского антиклинория принимают участие породы протерозоя и нерасчлененные отложения нижнего - среднего кембрия. К северо-востоку от Чулымского антиклинория расположена область с иным геологическим строением - Абаканский синклинорий, сложенный нерасчлененными отложениями верхнего кембрия - нижнего ордовика и сформированный, как складчатое сооружение, в конце нижнего ордовика на месте длительно развивавшегося прогиба. Между собой эти области разделены Шашальским глубинным разломом.

Чулымский антиклинорий и Абаканский синклинорий представляют вместе каледонское складчатое основание, на котором в дальнейшем образовались наложенные структуры - Улаганская и Бринатская мульды, сложенные нижнесилурийскими и девонскими отложениями, а также верхнепалеозойский и мезозойский пришовные прогибы.

Стратифицированные толщи каледонского складчатого основания вмещают массивы саянских гипербазитов, нижеордовикских и досилурийских (?) гранитоидов.

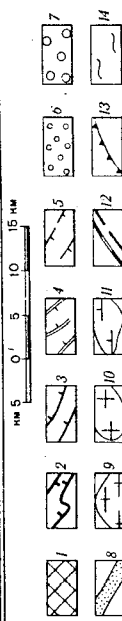
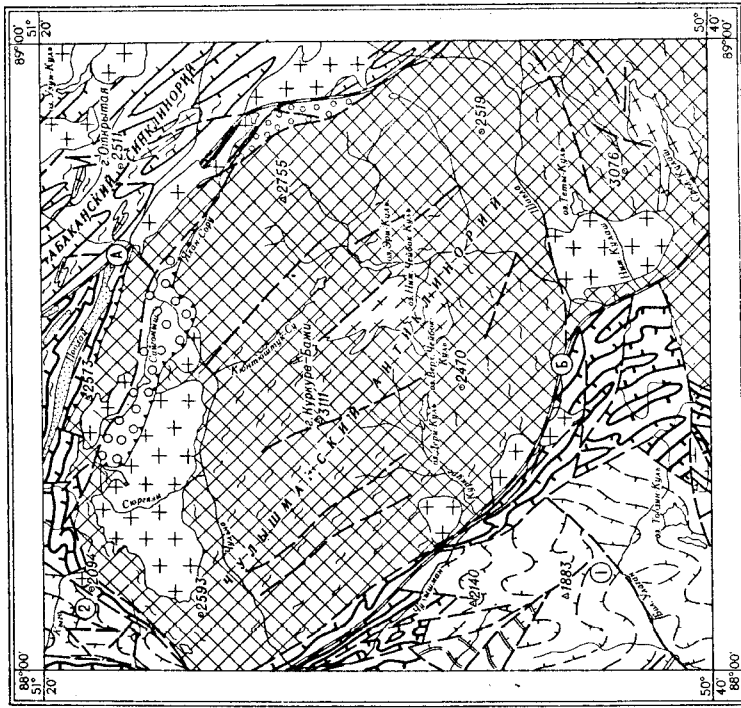


Рис.1. Тектоническая схема. Составил В.И. Колесников.

Каледонское складчатое основание: 1 - нижний структурный ярус Чулымского антиклинория; сложенный метаморфическими сланцами протерозоя; 2 - верхний структурный ярус Чулымского антиклинория, сложенный терригенно-вулканогенными породами нижнего - среднего кембрия; 3 - Абаканский синклинорий (Один ярусом верхнего кембрия - нижнего ордовика. Позднекаледонские - раннеперидонские наложенные мульды); 4 - нижний структурный ярус, сложенный терригенно-вулканогенными породами нижнего Силура; 5 - верхний структурный ярус, сложенный пестроцветными терригенными отложениями нижнего - среднего девона. Пришовные прогибы; 6 - верхнепалеозойский, выполненный континентальными пестроцветными отложениями среднего - верхнего карбона; 7 - мезозойский, выполненный континентальными сероцветными отложениями нижней - средней юры; 8 - согласные тела саянских гипербазитов, связанные с зоной Шашальского глубинного разлома; 9 - преимущественно согласные массивы и мелкие тела синордонских нижеордовикских гранитоидов; 10 - несогласные массивы досилурийских гранитоидов; 11 - среднедевонский массив габброидов; 12 - разрывные нарушения; а - основные, б - прочие; 13 - линия структурного несогласия; 14 - кристаллические сланцы, гнейсы. Цифрами и буквами в кружках помечены: 1 - Улаганская мульда; 2 - Бринатская мульда; А - зона Шашальского глубинного разлома; Б - зона Чулымского разлома.

В расположении массивов гипербазитов и нижнеордовикских гранитоидов отмечается определенная связь со складчатостями и разрывными структурами. Первые приурочены к зоне Шалшальского глубинного разлома, вторые, судя по их форме и взаимоотношению с вмещающими породами, являются синорогенными образованиями. Досилурийские гранитоиды — построгенные интрузии. Они прорывают сформированный складчатый комплекс.

Ч у л ы м а н с к и й а н т и к л и н и й я в л я е т с я региональной геологической структурой Горного Алтая, протягивающейся на 200–250 км в северо-западном направлении от южного окончания Шалшальского хребта до Телецкого озера.

В пределах территории листа М-45-ХІ расположена центральная часть Чульманского антиклинория. Северо-восточное крыло его граничит по Шалшальскому глубинному разлому северо-западного простирания с Абаканским синклинорием. Юго-западное крыло антиклинория и осевая северо-западная часть его скрываются под отложениями наложенных мульд. В строении Чульманского антиклинория участвуют два структурных яруса — нижний и верхний.

Нижний структурный ярус обнажен в ядре антиклинория и сложен метаморфическими и кристаллическими сланцами теректинской свиты (Рt tr?). Решить однозначно вопрос — является ли выход протерозойских пород ядром каледонской антиклинорной структуры или глыбой докембрийского складчатого фундамента типа средних массивов в настоящее время не представляется возможным. По имеющимся материалам можно предполагать, что антиклинорная структура возникла в верхнем протерозое и в дальнейшем происходила ее унаследованное развитие.

Отличительной особенностью нижнего структурного яруса является повсеместное развитие в нем разнообразных по форме складок многих порядков от измеряемых километрами до гофрировки и плейчатости. Подавляющее большинство из них изоклинальные и опрокиннуты к центральной части ядра. Углы падения на крыльях от 40 до 70°. Простирания складок образуют плавную, почти замкнутую структуру, вытянутую в северо-западном направлении, параллельную ограничениям антиклинория.

Х Под структурным ярусом понимается структурно-литологический комплекс, характеризующийся непрерывным циклом осадочных накопления и единственным развитых в нем складчатых форм. Друг от друга яруса отделены структурным несогласием.

Верхний структурный ярус сложен метаморфизованными преимущественно вулканогенно-терригенными породами нижне-среднекембрийского возраста. Он обнажается на крыльях Чульманского антиклинория, окаймляя с северо-востока, запада и юго-запада протерозойское ядро. Структурное несогласие между нижним и верхним ярусами наблюдалось лишь на северо-восточном крыле антиклинория. На остальных участках контакты между ними тектонические.

В верхнем структурном ярусе развита линейная складчатость, простирание которой закономерно изменяется согласно с конфигурацией протерозойского ядра. По простиранию складки прослеживаются на десятки километров при размахе крыльев в 3–6 км.

Падение пластов на крыльях достигает 60–70°. Отмечается и ундуляция шарниров и плавные изгибы осей складок. Складчатость более высоких порядков наблюдается повсеместно. На левобережье р. Чульмана, в районе устья р. Чульчи, линейная складка север-северо-западного простирания осложнена серией поперечных складок. Плейчатость и гофрировка чаще наблюдается в зонах разломов.

А б а к а н с к и й с и н к л и н и й . В пределах территории листа М-45-ХІ расположена небольшая часть юго-западного крыла Абаканского синклинория, который, имея субширотное простирание, занимает обширную площадь к востоку-северо-востоку от северного окончания Шалшальского хребта и относится к региональным геологическим структурам Западного Саяна. В этой части синклинория выделен один структурный ярус, сложный флишовой толщей горноалтайской свиты. Для яруса характерны линейные складки северо-западного простирания, достигающие в длину первых десятков километров, при размахе крыльев до 5–6 км, которые отличаются от складок аналогичного порядка в верхнем структурном ярусе Чульманского антиклинория выдержанной прямолинейностью и отсутствием дополнительной складчатости более высоких порядков.

У л а г а н с к а я и Е р и н а т с к а я м у л д и я в л я ю т с я наложенными структурами на каледонском складчатом основании.

Улаганская мульда (I) расположена на юго-западном крыле Чульманского антиклинория. Она занимает площадь около 1000 км²

в междуречье Чулышмана и Башкауса. В пределах описываемого района, в юго-западной части его, находится большая центральная часть мульд. С северо-востока и юго-востока она оборвана разрывными нарушениями, а к югу и западу продолжается за пределы изученной площади. В строении Улаганской мулды принадлежат участки два структурных яруса: нижний, сложенный вулканогенными породами нижнесилурийского (?) возраста, и верхний, сложенный нерасчлененными пестроцветными отложениями нижнего - среднего девона.

Нижний (силурийский) структурный ярус обнажается в западном борту Улаганской мулды, главным образом на территории смежного листа М-45-Х. В пределах исследуемого района он выходит на дневную поверхность в тектоническом клине в бассейне р. Онш, а также слагает небольшой участок на правом берегу р. Бол. Улага у Уланских озер. В данном структурном ярусе развиты складки протяженностью 10-15 км при размахе крыльев до 6 км, о чем свидетельствуют материалы, главным образом, соседнего листа М-45-Х. Падение пластов на крыльях 45-60°. Характерно отсутствие единого плана в простирании осей складок.

Структурный ярус, сложенный отложениями ниже-среднедевонского возраста, характеризуется развитием брахискладок различных размеров. Протяженность некоторых из них достигает нескольких километров. Падение на крыльях отдельных складок меняется от 20 до 70-80°. Ориентировка осей складок меняется от субширотного направления до субмеридионального. Разрывные нарушения разбивают девонский складчатый комплекс на отдельные блоки.

Б р и н а т с к а я м у л д а (2) расположена на северо-западном погружении Чулышманского антиклинория. По размерам она несколько уступает Улаганской. В пределы описываемого района заходит южное окончание Еринатской мулды. В строении этой части мулды принимает участие один структурный ярус, сложенный пестроцветными отложениями ниже-среднедевонского возраста. Этот ярус параллелизуется с верхним структурным ярусом Улаганской мулды и не отличается от него по характеру складчатых и разрывных дислокаций.

Пришовные прогибы верхнелалеозойский и мезозойский приурочены к зоне Шапшальского глубинного разлома.

В е р х н е п а л е о з о й с к и й п р о г и б расположен на востоке исследуемого района, в верховьях р. Яхан-

Сору. Он ограничен разрывными нарушениями и вытянут в северо-северо-западном направлении на расстояние около 15 км при ширине не более 3-4 км. Прогиб выполнен нерасчлененными континентальными пестроцветными отложениями средне-верхнекаменноугольного возраста. Пласты последних моноклиinally падают в северо-восточном направлении и разбиты разрывными нарушениями на блоки, которые неравномерно приподняты или опущены. Благодаря этому падение моноклинали в разных участках площади меняется от 20 до 60-70°.

М е з о з о й с к и й п р о г и б занимает значительную площадь в северной части территории листа М-45-ХI в районе оз. Сайгонш. Прогиб вытянут в северо-западном направлении на расстояние около 30 км, в ширину достигает 4-5 км. С севера он ограничен разломом северо-западного простирания, на юге - выполняющие прогиб континентальные отложения юрского возраста трансгрессивно налегают на породы протерозоя и досилурийские (?) гранитоиды.

Юрские отложения моноклиinally падают на северо-северо-восток. Углы падения, как правило, не превышают 20-25°; величина ограничивающего прогиб разлома они становятся круче, достигая 40-50°.

Разрывные нарушения занимают важное место в геологическом строении района. Среди них выделяются региональные разломы северо-западного простирания (Шапшальский и Чулышманский) и более мелкие разрывные нарушения разнообразных направлений. Региональные разломы являются границами крупных геологических структур и представлены по существу зонами разломов.

З о н а Шапшальского разлома (А) расположена на сопряжении Чулышманского антиклинория и Абаканского синклинория. Она объединяет лучок разветвляющихся в северо-западном направлении разрывных нарушений. Основной ветвью его, по-видимому, является разлом, отделяющий горноалтайскую свиту от протерозойских отложений с одной стороны и от нижнекембрийских - с другой. Большинство оперяющих разломов сходится от основного с юго-западной стороны под острыми углами.

К зоне Шапшальского разлома четко приурочена область развита кристаллических сланцев, гнейсов и гранитизированных пород (Шапшальская зона интенсивного метаморфизма). К основной

ломов сопровождаются окварцеванием, обожренностью (гидроокислы железа), интенсивным рассланцеванием и катаклазом пород. Поверхности разломов очень крутые. Движение по ним происходит главным образом в вертикальном направлении. О величине амплитуды смещений по крупным разломам Шашальской зоны можно судить на примере участка к востоку от оз. Ямангол, где основным разломом срезана толща ниже-среднекембрийского возраста мощностью не менее 3,5 км и в сопряженном направлении горно-алтайская и теректинская свиты. Смещения, измеряемые несколькими км, наблюдаются и в Чульманской зоне разломов, где среди девонских пород в блоках обнажаются отложения ниже-среднекембрийского возраста.

Кроме разрывных нарушений описанных зон необходимо отметить наиболее важные разломы разнообразных направлений за пределами их. Это прежде всего субширотный разлом, обрамляющий Улаганскую мульду с юго-востока и разломы север-северо-восточного простирания, ограничивающие Еринатскую мульду. Эти разломы вместе с многочисленными оперяющимися обусловили сложную блоковую структуру наложенных мульд. По субширотному разлому фиксируются движения в альпийский тектогенез, в результате которых было поднято его южное крыло. В настоящее время это выражено в виде резкого эрозийно-тектонического уступа высотой около 500-600 м. Из других разрывных нарушений следует отметить мелкие, обычно согласные со складчатостью разломы и трещины, очень широко развитые в протерозойском идре Чульманского антиклинория.

История геологического развития территории листа М-45-ХІ, как и всей Алтае-Саянской области, может быть восстановлена лишь с протерозоя. В протерозое существовал обширный морской бассейн с исключительно устойчивым режимом осадконакопления. Толща этого возраста характеризуется крайней монотонностью и везде представлены песчано-глинистыми осадками.

До накопления ниже-среднекембрийских отложений песчано-глинистые осадки теректинской свиты испытали складчатость и региональный метаморфизм, превративший их в хлоритовые сланцы. К этому времени, возможно, относится начало формирования Чульманского антиклинория.

Ниже-среднекембрийская трансгрессия, по-видимому, охватила только краевые части Чульманского антиклинория, где про-

ветви и крупным оперяющим разрывным нарушениям приурочены тела гипербазитов. Эти факты указывают на связь разломов с глубокими частями земной коры. Временем заложения разломов Шашальской зоны можно считать, по-видимому, начало каледонского тектонического этапа. Заложение их нашло отражение в вулканизме и обусловило формирование пространственно связанных с разломами вулканогенных толщ. В верхнем кембрии - нижнем ордовике Шашальская зона разломов служила границей двух областей с различным геологическим режимом: на юго-западе область поднятия (Чульманский антиклинорий), на северо-востоке область прогибания (Абанский синклинорий). В дальнейшем движения по разломам фиксируются в верхнем палеозое и в мезозое, о чем свидетельствует образование пришовных прогибов, а блоковая тектоника внутри них и срезаание мезозойских отложений говорят о более поздних движениях по ним.

Таким образом, как видно из описания Шашальской зоны разломов, ее можно отнести к категории глубинных разломов и назвать "зоной Шашальского глубинного разлома".

З о н а Ч у л ы м а н с к о г о р а з л о м а (Б) протягивается вдоль юго-западного крыла Чульманского антиклинория (по долине р. Чульшман), ограниченная с северо-востока Улаганскую мульду. Эта зона представляет собой несколько крупных сопрягающихся между собой разломов с большим количеством мелких разрывных нарушений. Основной ветвью следует считать разлом, контролирующий распространение интенсивно метаморфизованных пород. Последние широко развиты к северо-востоку от этого разлома, что, по-видимому, определяет его высшее крыло (Чульшманская зона интенсивного метаморфизма). Пространственная связь вулканогенных пород нижней палеозоя с описываемой группой разломов, по-видимому, указывает на роль последних в вулканизме того времени. В дальнейшем движения по линии р. Тайбулку хорошо фиксируется возобновление движений по разломам Чульшманской зоны в альпийский тектогенез. Правый борт долины приподнят по отношению к левому на высоту около 100 м, причем на поднятом участке сохранились ледниковые отложения. Таким образом, разломы Чульшманской зоны характеризуются глубоким заложением и длительным развитием.

Разрывные нарушения зон Шашальского и Чульшманского раз-

генного материала в красноцветах.

Последующая складчатость, имевшая место, по-видимому, в среднем девоне (тельбесская фаза) сопровождалась интрузией габброидных пород, завершила этот цикл осадконакопления. С этого времени на всей территории листа М-45-ХI устанавливается континентальный режим.

В верхнем палеозое блоковые движения в зоне Шашальского глубинного разлома обусловили образование на сопряжении Чулышманского антиклинория и Абаканского синклинория внутриконтинентального прогиба, где в течение среднего - верхнего карбона происходило накопление континентальных пестроцветных отложений.

Аналогичный прогиб возник в мезозое на северо-восточном крыле Чулышманского антиклинория к югу от юго-западной ветви Шашальского глубинного разлома. В этом прогибе в юре накопились континентальные сероцветные отложения.

В дальнейшей геологической истории до настоящего времени исследованный район представляет в основном область размыта. Альпийский тектогенез проявился в блоковых подвижках, которые в сочетании с эрозией обусловили современный облик горной страны.

Метаморфизм. Важной особенностью геологического строения территории листа М-45-ХI является наличие двух зон интенсивного метаморфизма. Одна зона шириной до 10-15 км, названная "Шашальской", находится в северо-восточной части территории листа, в бассейнах рек Карагем и Поодай. Другая, именуемая "Чулышманской", достигает в ширину 30 км и располагается к юго-западу от первой, занимая площадь между речей Чулышман - Чулыча и Чулышман - Шавла. Зоны имеют северо-западные простирания и тянутся на многие десятки километров, уходя далеко за пределы района. С юго-запада они ограничены региональными разломами, по которым приходят в соприкосновение интенсивно метаморфизованные породы с породами не затронутыми процессами локального метаморфизма; или наблюдается очень быстрый переход между ними. Северо-восточные границы зон имеют распылчатые контуры, в этом направлении происходит постепенное затухание интенсивности метаморфизма. По данным аэромагнитной съемки, зоны интенсивного метаморфизма являются областями развития пологих магнитных аномалий.

исходит накопление вулканогенно-класических толщ с резко подчиненными горизонтами известняков. По границе Чулышманского антиклинория с прогибющимися участками образуются зоны разломов, обусловившие интенсивную вулканическую деятельность.

В конце среднего кембрия в результате складчатости (салайская фаза) ниже-среднекембрийские толщи были собраны в крупные линейные складки. Эти процессы в какой-то мере проявились и в более древних породах Чулышманского антиклинория, усложнив сформированные ранее складчатые структуры. Ко времени проявления салайской складчатости приурочено внедрение гипербазитов в зоне Шашальского разлома.

В верхнем кембрии - нижнем ордовике в Абаканском прогибе начинается накопление мощной толщи песчано-глинистых осадков флюидного характера. При этом центральная часть Чулышманского антиклинория, по-видимому, не испытывала значительных погружений и, возможно, являлась источником сноса класического материала. Об этом свидетельствует отсутствие терригенных осадков этого возраста как в пределах самого Чулышманского антиклинория, так и на значительной территории, примыкающей к нему с запада. Тектогенез в конце нижнего ордовика превращает Абаканский прогиб в складчатое сооружение - каледонский синклинорий.

Складчатость сопровождалась интенсивным метаморфизмом пород как горноалтайской свиты, так и более древних, в Шашальской и Чулышманской зонах разломов с образованием кристаллических сланцев, гнейсов и гранитизированных пород.

В эпоху среднего и верхнего ордовика осадконакопления не происходило. В этот отрезок времени внедрились интрузии досилурийского комплекса, которые вызвали явления ретроградного метаморфизма в кристаллических сланцах и гнейсах.

В нижнем силуре в связи с проявлением глыбовых движений в юго-западной крыле Чулышманского антиклинория происходит опускание отдельных участков, где идет накопление терригенно-вулканических образований.

В нижнем и среднем девоне в Улаганской и Бринатской мульдах накапливались грубые пестроцветные отложения. В Бринатской мульде осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью, вследствие чего отмечается, правда незначительное, развитие вулканогенных пород и почти постоянная примесь туфо-

В Шашальской зоне метаморфизму подвергались отложения ниже-среднекембрийского возраста и породы горноалтайской свиты (Ст₃₋₀-1Бг?) в Чулышманской, кроме вышеуказанных отложений, метаморфизованы породы теректинской свиты (Рt tr?). Метаморфические эквиваленты отложений названных стратиграфических единиц представлены различными по составу кристаллическими сланцами и гнейсами средней и высокой степени метаморфизма и их фельдшпатизированными разновидностями. Наблюдается непрерывный ряд пород от слабо фельдшпатизированных до пород гранитоидного облика с признаками структур магматической кристаллизации. Микроскопическими исследованиями установлено, что формирование кристаллических сланцев и фельдшпатизация их протекали одновременно. Представленный метаморфический ряд пород возник в результате процессов синорогенной гранитизации. Последняя может быть объяснена, как постепенные переходы между крайними членами этого ряда, так и резкие контакты между ними, а также допускает развитие в пределах единого массива гранитоидных пород blastовых структур и структур магматической кристаллизации и не отрицает формирования синорогенных симметаморфических интрузий.

Структурно Чулышманская и Шашальская зоны метаморфизма приурочены к региональным разломам глубокого заложения и длительного развития и являются участками земной коры с повышенной проводимостью для глубинных метаморфизующих растворов. Процессы метаморфизма в этих зонах проявились, по-видимому, в одну и ту же фазу тектогенеза. Учитывая, что метаморфизованы отложения горноалтайской свиты и не затронуты породы нижнесилурийского (лист М-45-У) и девонского возрастов, можно сделать вывод, что процессы метаморфизма сопровождали тектогенез, имевший место в конце нижнего ордовика. Абсолютный возраст кристаллических сланцев, вычисленный по биотиту, дает близкий к этому интервал — 410 млн. лет.

Описанные Шашальская и Чулышманская зоны интенсивного метаморфизма хорошо сопоставляются с Ильдугемско-Кубадринской и Южно-Чуйской зонами метаморфизма Горного Алтая, где наблюдаются аналогичные изменения в осадочных толщах кембро-ордовика.

В.В. Хоментовский (1959) в Западном Саяне и Горной Шории подобные зоны относит к своеобразным глубинным разломам, кото-

рые рассматривает как пояса высокой проницаемости.

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

Характерной особенностью современного рельефа района является сочетание древних выровненных поверхностей, расчлененного эрозийного рельефа и ярких форм ледниковой аккумуляции и экзарации.

Представляется возможным выделить несколько морфогенетических типов рельефа, отражающих определенные этапы в формировании высокогорного рельефа описываемой территории (рис.2). Возраст выделенных типов рельефа принимается в соответствии с легендой, принятой для Горного Алтая, и в большинстве случаев достаточно условен.

Г Р У П П А Т И П О В С К У Л Ь П Т У Р Н О - Г О Р Е Л Ь Е Ф А

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ ВЫСОКОГОРНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ, МЕСТАМИ ВИДОИЗМЕНЕННЫЙ ЛЕДНИКОВЫМИ И НИВАЛЬНО-СОЛИФЛЯЦИОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Рельеф данного типа представляет собой реликты поверхности, сформировавшейся в результате длительной денудации в дочетвертичное время. Абсолютные высоты этой поверхности на территории листа 2000-2700 м и лишь на юго-западе в пределах Чулышманского хребта они снижаются до 1600-1700 м. В пределах данного типа рельефа выделяются:

1. Слабо расчлененный пологосклонный рельеф поверхности в равнинной безформледниковой структуре, включающий в себя некоторые водоразделы на крайнем северо-востоке района и на правобережье р.Шавля. Площадки, занимаемые данным рельефом, незначительны. Отличительными чертами рельефа являются выровненный характер, небольшие относительные превышения (не более 200 м) и отсутствие следов оледенения. Большинство водоразделов в пределах рельефа покрыто курумниками.

2. Слабо расчлененный пологосклонный рельеф по верхности в равнинной со следами ледниковой возды в развитии широко и включает в себя большинство водоразделов. Глубина расчленения в пределах данного рельефа 200-400 м. Почти повсеместно на поверхности выравнивания ярко выражены следы ледникового воздействия в виде борозд выплывания, курчавых скал, седловин перетекания ледниковых масс, циркообразных расширений. Последние очень характерны для Чулыманского хребта и восточных частей района. На участках аккумуляции моренного материала (правобережье р. Чулымана) рельеф поверхности выравнивания несколько снивелирован, сохраняя свои основные черты. На высоких водоразделах в настоящее время интенсивно протекают процессы морозного выветривания с развитием полигональных почв и на отдельных склонах левобережья Карагема нагорных террас.

3. Рельеф денудационных останцов по верхности выравнивания. На Чулыманском нагорье (в междуречье Чулымана - Чульчи и в пределах хр. Кийты-Куль) над общей поверхностью выравнивания резко (на 700-800 м) возвышаются отдельные останцовые горы, изрезанные глубокими карами. Переход от выравненной поверхности к останцам отмечается резким перегибом в склоне. Контуры и форма останцов восстанавливаются по отдельным фрагментам в виде незначительных по площади плоских вершин и участков склонов. Основные же площади в пределах останцов заняты экзарационным рельефом альпийского типа. Сложены останцовые горы устойчивыми и выветриванию кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитизированными породами. Сохранившиеся участки склонов останцов характеризуются сглаженным рельефом. Следы ледникового воздействия, выраженные в виде борозд выплывания, отмечаются лишь в нижних частях склонов останцовых гор.

ЭРОЗИОННЫЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ

В данном типе рельефа выделяется два подтипа.

4. Нижнечетвертичный крутосклонный рельеф со следами ледниковой возды в развитии. Генетически он связан с эро-

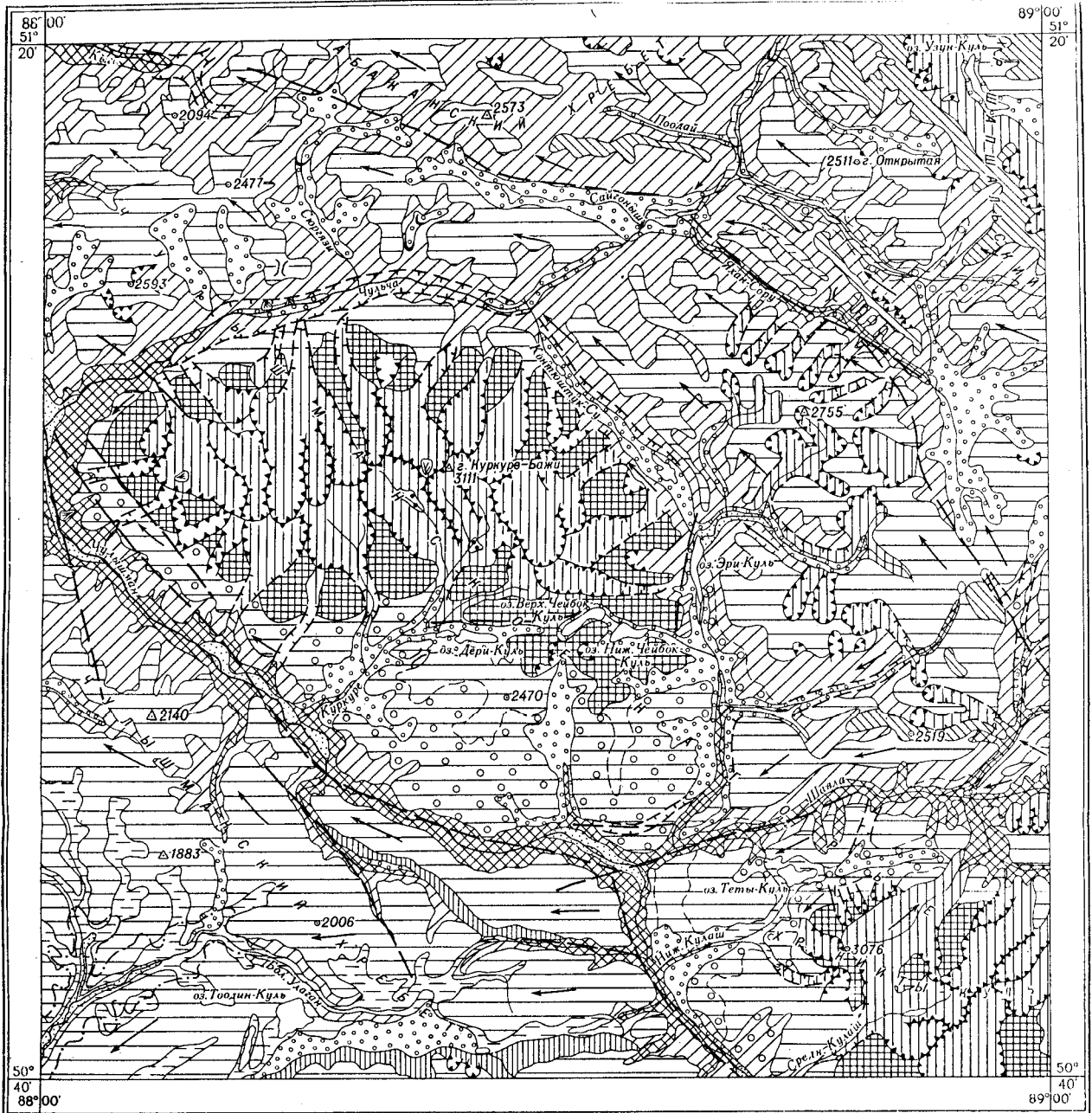
зией, вызванной тектоническими движениями на границе третьего и четвертичного времени. В нем объединены расчлененные крутые склоны и широкие долины, достаточной глубиной (от 300 до 800 м) врезанные в древнюю поверхность выравнивания, а также ярко выраженные эрозивно-тектонические уступы, образованные движениями вдоль крупных разломов. Такой уступ образует северный склон массива Кабак-Тайга на юге района. Древняя поверхность выравнивания приподнята здесь над Уламанской котловиной на 600-700 м.

Уступ высотой 450-600 м ограничивает северный бор Сайгонинской котловины, прослеживаясь далее по правобережью р. Яхан-Сору, где вследствие значительного расчленения он менее ярко выражен в рельефе.

Нижнечетвертичный рельеф повсюду несет следы ледникового воздействия. Долины преобразованы в тропы, на склонах которых прослеживаются ледниковые шрамы. Хорошо выраженные троговые долины имеют реки Шавла, Боошкон, частично Чульча и многие другие. Чулыманский трог интенсивно обработан молодой эрозией.

5. Верхнечетвертичный крутосклонный рельеф, связанный с постледниковым врезом, развит по долинам рек Чулымана, Чульчи, Шавлы и их притокам. Глубина постледникового вреза варьирует от первых метров до нескольких десятков метров, в зависимости от величины водотока. Небольшие реки имеют неглубокие V-образные долины. В долинах крупных рек Чулымана, Чульчи и Шавлы, созданных в более ранние этапы, проявилась не столько глубокая, сколько боковая эрозия, которая привела местами к полной переработке их склонов. Долины рек Чулымана, Кыгы, Чульчи (в нижнем течении) полностью утратили облик трогов и характеризуются крутими, почти отвесными склонами, покрытыми осипями. Они глубоко (до 1 км) врезаны в слабо расчлененную поверхность выравнивания. Морены, сохранившиеся на крутых склонах долины, расчленены эрозийными ложбинами, в результате чего образованы причудливые останцы в виде столбов, пирамид, грибов (р. Тайбулку, р. Чулыман к северу от р. Кату-Ярык и на участке выше устья р. Шавлы).

Большинство боковых притоков имеет висячие долины. В низовьях притоки текут в узких скалистых ущельях и каскадами в



м 5 0 5 10 15 м

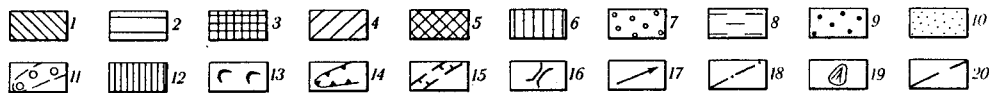


Рис.2. Геоморфологическая схема. Составила Г.А.Максимова.

Группа типов скульптурного рельефа: 1 - слабо расчлененный пологосклонный рельеф поверхности выравнивания без форм ледниковой скульптуры; 2 - слабо расчлененный рельеф поверхности выравнивания со следами ледникового воздействия; 3 - рельеф денудационных останцов поверхности выравнивания; 4 - нижнечетвертичный крутосклонный рельеф со следами ледникового воздействия; 5 - верхнечетвертичный - современный резко расчлененный крутосклонный рельеф; 6 - высокогорный резко расчлененный рельеф альпийского типа.

Группа типов аккумулятивного рельефа: 7 - грядово-холмистый и плоский рельеф, связанный с развитием максимального среднечетвертичного оледенения; 8 - плоский и слабо холмистый рельеф, развитый на водно-ледниковых и ледниково-озерных отложениях; 9 - холмистый рельеф, связанный с развитием морен верхнечетвертичного возраста; 10 - плоский рельеф террас низкого комплекса (пойма, первая и вторая надпойменная террасы).

II - площадки с маломощным покровом моренных отложений на различных типах рельефа: 11 - эрозионно-тектонические уступы; 12 - валы конечных и стадияльных морен; 13 - цирки и кары; 14 - четкие плечи трогов; 15 - седловины перетекания ледниковых масс; 16 - основные направления движения льда в эпоху максимального оледенения; 17 - верхний уровень среднечетвертичного озера в Улаганской котловине; 18 - конусы оспей и обвалы; 19 - тектонические линии, выраженные в рельефе

несколько десятков метров сбрасывают свои воды в основную реку.

ЭКЗАРЦИОННЫЙ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ

6. Высокогорный резко расчлененный рельеф альпийского типа приурочен в основном к останцовым горам древней поверхности выравнивания в междуречье Чулышмана - Чульчи и в пределах хр. Кийт-Куль, а также на восточных склонах Шалмальского хребта и хр. Ельбек-Тулар-Кыр. Этот рельеф представляет собой систему глубоких каров, трогов и пилообразных гребней. На водоразделах с абсолютными высотами до 3000 м лишь в редких случаях сохраняются карлинги, все склоны которых являются стенками каров. Карны характеризуются значительной глубиной (от 700 м до 1200 м), очень крутыми, почти отвесными стенками и плоским ступенчатым дном. Ступени в днах отмечаются на абсолютных высотах от 2000 до 2400 м. Карны, как правило, заканчиваются трогами, открывающимися в котловину, долины крупных рек или непосредственно на слабо волнистую поверхность выравнивания (междуречье Чулышмана и Чакрыма).

Альпийский рельеф, по-видимому, создан в основном в период максимального среднечетвертичного оледенения; в верхне-четвертичное время оледенение сильно сократилось, но его развитие происходило по тому же пути, причем шло дальнейшее углубление каров и трогов.

ГРУППА ТИПОВА АККУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЕФА

ЛЕДНИКОВО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

В данном типе рельефа выделяются:

7. Грядово-холмистый и плоский рельеф, связанный с развитием максималного среднего среднечетвертичного оледенения. В большинстве понижений и котловин (Сайгоншской, Хунтшукской, Яхан-Соринской и др.), а также на плоских водоразделах правобережья Чулышмана наблюда-

ется грядо-холмистый рельеф, представляющий собой скопление беспорядочно разбросанных холмов высотой 10-15 м и гряд протяженностью до 75-100 м при ширине 12-15 м. Западная часть гряды и холма заняты болотами и мелкими озерами. В некоторых случаях (правобережье Чульчи и частично на правобережье Чулышмана) в межгорных понижениях мореной образован довольно плоский рельеф, ровную поверхность которого нарушают отдельные невысокие холмы и гряды.

8. Плоский и слабо холмистый рельеф, разбитый на водно-ледниковых и ледниковых озерных отложениях среднечетвертичного возраста, достаточно широко распространен на юго-западе района. На всем протяжении долины р. Бол. Улагана вдоль склонов, а иногда заполняя все днище, располагаются группы плосковершинных гряд и холмов высотой от 10 до 40 м над урезом реки, которые нередко сливаются в единую ровную поверхность. Иной рельеф образован водно-ледниковыми отложениями в Узункульской котловине на крайнем северо-востоке района, где широко развиты озы и друмлины, вытянутые по обоим берегам оз. Узун-Куль. Протяженность отдельных форм достигает 200-300 м при ширине 15-20 м.

9. Холмистый рельеф, связанный с развитием морен верховечетвертичного возраста, имеет незначительное распространение, ограничиваясь днищами отдельных каров. Он представлен холмами, валами и бесформенными нагромождениями морен, занимающими площади в несколько десятков квадратных метров.

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ И СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

10. Плоский рельеф террас низкого комлекса (пойма, первая и вторая надпойменные террасы) развит в пределах долин Чулышмана, Чульчи, Шавлы и некоторых их притоков.

Наиболее широкое развитие получила пойма (низкая - высотой 2-3 м, высокая 3-4 м). Поверхность поймы в общем ровная. Однако по р. Чулышману нередко на пойме встречается множество

старик, сухих русел, нарушающих ее плоских рельеф.

Первая надпойменная терраса, сложенная водно-ледниковыми или аллювиальными отложениями, имеет высоту 5-7 м и прослеживается в долинах рек Чулышмана, Чульчи и некоторых других. При ширине от нескольких метров до 300 м терраса протягивается иногда на несколько километров. Рельеф террасы ровный со слабым наклоном в сторону реки.

Вторая надпойменная терраса высотой от 10-12 до 25-30 м. Встречается небольшими "клочками" в долинах рек Чулышмана, Чульчи и Шавлы. Она сложена, как правило, водно-ледниковыми отложениями, местами имеет докольный характер. Поверхность ее ровная, но нередко покрыта делювиальными шлейфами.

Кроме того, на склонах долины р. Чулышмана на высотах от 50 до 150 м отмечаются уступы, выработанные или в коренных, или в моренных отложениях, что обусловлено несколькими этапами эрозионного врезания в постледниковое время.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Тектонические движения в конце неогена - начале нижнечетвертичного времени привели к резко усиленной эрозии, расчленившей рельеф древней поверхности выравнивания. В результате блоковых движений на отдельных участках образовались резкие уступы. В нижнечетвертичное время, очевидно, существовала гидрографическая сеть, по облик близкая к современной. В заложении крупных долин (Чулышмана, Чульчи и некоторых их притоков), по видимому, большую роль сыграли зоны разломов. Не исключено, что верховьем р. Чулышмана служила р. Шавлы, о чем свидетельствуют большое сходство долин этих рек и резкое различие форм долины Чулышмана ниже и выше устья р. Шавлы.

Поднятие территории и похолодание климата в среднечетвертичное время привели к развитию оледенения. Области питания ледников служили Шавальский хребет, основная часть которого расположена восточнее (лист М-45-III), хребты Чулымского нагорья, а также отдельные участки плоских водоразделов на востоке района. Основная масса льда двигалась из восточных частей района, направляясь двумя основными потоками: один - северо-западного направления - двигался в сторону бассейна Чульчи, а второй, используя долину р. Шавлы, двигался в широтном направ-

ление в сторону Улаганской котловины. Ледники, не вмещающиеся в долины, растекались по прилегающим водоразделам, сливаясь с ледниковыми массами, поступающими с высоких хребтов Чулымского нагорья. На одних участках ледники производили выпаживание, на других отлагали моренный материал. В период среднечетвертичного оледенения в пределах останцовых гор Чулымского нагорья был сформирован альпийский рельеф, а долины крупных рек переработаны в трюги. В более позднюю верхнечетвертичную эпоху лед сохранился, по-видимому, отдельными шапками на самых высоких хребтах, в карах, трогах и в отдельных котловинах.

Появление огромного количества воды от таявших ледников и новое поднятие территории привело к разрыву морен в долинах и появлению широких площадей водно-ледниковых отложений. В котловинах, понижениях рельефа возникла масса озер. В широкой долине Бол. Улагана, видимо, существовало довольно крупное озеро, о чем свидетельствует террасированность склонов прилегающих возвышенностей. На высотах от 150 до 250 м от уреза реки отмечается 2-3 уступа.

Проявления новейшей (постледниковой) тектоники ярко выражены в современном рельефе уступами. Так от верховьев р. Тайбулку по правому ее борту в долину р. Сукбак прослеживаются уступы 150-200 м высотой, по которому приподнята поверхность со следами ледниковой обработки.

В ряде случаев молодые разломы проявляются в виде хорошо выраженных впадин, прослеживающихся на несколько десятков километров (правый берег р. Чулышмана выше устья Чульчи, между речью Чулышмана - Чакрыма). В долине р. Чульчи в 7 км выше устья тектонические движения привели к появлению уступа в продольном профиле реки (с образованием крупного водопада).

С новейшими постледниковыми движениями связано оживление эрозии в долинах Чулышмана, Чульчи, Шавлы. Молодой эрозией были интенсивно обработаны троговые долины основных рек района.

В настоящее время продолжается процесс эрозионного врезания, в основном по притокам крупных рек, а на высоких водоразделах, куда не проникла еще молодая эрозия, основными рельефообразующими факторами являются морозное выветривание и процессы со-лифлюкции.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа М-45-ХІ месторождений полезных ископаемых не обнаружено.

В результате поисковых, геологосъемочных (Щеглов и Буружин, 1958, 1954; Гендлер, 1954; Барцева, 1958, 1959) и редакционных работ в 1959 г. был выявлен ряд незначительных проявлений железа, меди, мышьяка, серебра, горного хрусталя, асбеста, слюды. В качестве строительных материалов могут быть использованы граниты, известняки, глины, гравий, галечники и пески.

Шлиховое опробование позволило выделить ряд ореолов расщепления полезных минералов и наметить участки для постановки поисковых работ на редкие металлы. Шлиховому опробованию подвергались русловые отложения.

Металлометрическое опробование, проведенное на площадях геологических съемок М.Н. Барцевой (1958, 1959), показало содержание полезных элементов лишь на отдельных участках несколько выше кларковых, поэтому на карте полезных ископаемых результаты его не отображены.

Специального литолого-геохимического изучения толщ райо-на не проводилось, за исключением анализа углистых сланцев юрского возраста на германий, не давшего положительных результатов.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Магнитные руды

Мерокское магнетитовое рудопроявление (№ 24)^х расположено в 2,6 км к северо-западу от горы Мерок и приурочено к толще темно-серых биотит-хлорит-кварцевых сланцев протерозоя. Среди сланцев наблюдается участок длиной около 7 м

^х Номер в скобках соответствует номеру проявления на карте и в приложении № 1.

при ширине 2,5 м, обогащенный мелкими (до 1,5 мм) кристаллами магнетита. Помимо магнетита в породе отмечается вкрапленность шпирита и халькопирита. Спектральным анализом установлены в незначительных количествах (0,01%) никель и ванадий.

Точки в склоне проявление (№ 38) находится в 2,4 км к западу от высоты 2469 м и приурочено к серпентинитам, генетически связанным с габброидами тельбесского интрузивного комплекса. В серпентинитах встречены неправильной формы участки размером 6х8 м², в котором отмечаются желвакообразные скопления (диаметром 7-8 см) магнетита. Распределение магнетитовых скоплений в пределах участка неравномерное, в среднем они составляют 10-15% общей массы породы. По прострацию зону оруденения проследить не удалось.

Магнитные оруденения отмечаются также в 1,8 км к северу от горы Сундру (№ 3) и представляет собой маломощную (20 см) линзу скарированных пород с магнетитом, приуроченную к кровле гранитов Чульчинского массива. Спектральный анализ показал в них кроме железа следы меди, молибдена и никеля, а химическим анализом установлен цинк в количестве 0,02%.

Вышеописанные магнетитовые проявления в виду убогости рудной минерализации, а также чрезвычайно малых размеров минерализованных участков практического интереса не представляют.

Сидеритовые руды

Единичный коренной выход сидерита (№ 36) на водоразделе рек Бол. Улагана и Кара-Су - левого притока Чульшмана известен с 1885 г., однако, позднее это рудопроявление исследователями не посещалось и какие-либо сведения по нему отсутствуют. По старым данным, сидерит содержит вкрапленность серебра (Дубинкин, Браварец, 1953).

Титан

Ильменит, руды которого встречаются в аллювиальных отложениях почти по всей территории листа. Содержание их по шлиховым

пробам, как правило, колеблется от единиц знаков до 40 г/т^x. На отдельных участках - к востоку от горы Куркюре-Бажи (№ 13), по р. Боошкону и его притокам (№ 30) и в пределах хр. Кийты-Куль (№ 42) - содержание ильменита (по шлихам) от 50 до 660 г/т. Эти содержания далеки от промышленных.

Повсеместное распространение титансодержащих минералов в аллювии обусловлено широко развитых в пределах района метаморфических пород и гранитоидов, в которых они присутствуют в качестве аксессуаров. Этому же способствует высокая устойчивость ильменита и рутила.

Незначительные мощности аллювиальных отложений исключают возможность обнаружения россыпных месторождений титана.

Х р о м

Хромит присутствует в аллювиальных отложениях всей рек, дренирующих кембрийские гипербазиты в пределах Абаканского хребта (№ 4). Наиболее высокие концентрации хромита, достигающие 400-700 грамм на тонну (по шлихам) приурочены к участкам коренных выходов ультраосновных пород, в которых он присутствует в качестве аксессуарного минерала. В металлометрических пробах на этих участках содержание хрома 0,3-1%. Коренных выходов хромитовых руд на поверхности не обнаружено. Можно предположить, что накопление хромита в аллювии связано с выносом его как аксессуарного минерала из дунитов.

Единичные знаки хромита отмечаются в шлихах по р. Бол. Улану (№ 31) и в большом количестве шлихов в восточных частях района, где присутствие его, по-видимому, обусловлено ледниковой транспортировкой.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

М е д ь

Выявлено несколько точек медного проявления.

Бо о ш к о н с к о е рудопроявление (№ 27) расположено по правому берегу безымянного правого притока р. Боошкона

в 2,2 км к юго-востоку от высоты 2421 м. На этом участке вдоль Шашальского разлома, отделяющего конгломераты средне-верхне-го карбона^x от метаморфических сланцев теректинской свиты, проходит зона окварцевания и брекчирования пород субмеридионального простирания. Ширина зоны 150-170 м, протяженность ее не установлена вследствие плохой обнаженности. На участках интенсивного окварцевания как каменноугольных, так и протерозойских пород в единичных обнажениях наблюдаются примазки малахита, ренжерита и вкрапленность борнита. Участки оруденения имеют крайне незначительные размеры (не более 4 м²) и не прослеживаются по прострацию. Произведенные в 1952 г. (И.И. Щеглов и А.Л. Бурухин) горные работы (5 канав общим объемом 140 м³) в районе данного рудопроявления не дали положительных результатов.

Результаты химического анализа бороздовых проб непосредственно из оруденелых участков, вскрытых канавами, показали содержание меди от 0,06 до 4,03%, цинка 0,07-0,08% и следы свинца; спектральный анализ показывает кроме меди и свинца следы никеля, кобальта и в некоторых пробах следы сероюра.

В этой же зоне разлома отмечено еще два проявления меди (№ 5, № 14) в мелких кварцевых жилах, представленные убогой вкрапленностью борнита или примазками малахита.

Остальные пункты медного рудопроявления (№ 8, 10, 15, 16, 17, 19, 21, 22, 33, 39, 40) связаны с зоной Чулышманского губинного разлома. Они представлены убогой вкрапленностью халькопирита в породах девона, кембрия, протерозоя или незначительными примазками медной зелени в кварцевых жилах этой зоны.

Минералы меди отмечаются в шлихах по рекам Кайру, Кыге, Боошкону, Кызыл-Кочко, Адулюгему и левым притокам р. Чульчи в количестве единичных знаков. Металлометрическое опробование показало содержание меди 0,01-0,05%, в бассейнах рек Кызыл-Кочко, Узун-Кара-Су и у западной границы района.

В целом перспективы территории в отношении меди выявлены недостаточно и каких-либо определенных выводов в настоящее время сделать не представляется возможным. При дальнейших работах районы с вышеописанными пунктами проявления меди нуждаются

^x По условиям масштаба отложения С₂₋₃ данного участка на геологической карте не могут быть показаны.

^x На карте полезных ископаемых нанесены шлихи с содержанием ильменита или рутила свыше 50 г/т.

ются в дополнительном обследовании.

С в и н ц

В аллювии рек Кыги, Кайру, Бошкон, Кызыл-Кочко, Турген-Су, Бол.Улаган, по правым притокам Чульчи шиховым опробованием установлено присутствие единичных знаков галенита. По левым притокам р. Чульчи, севернее горы Куркуре-Бажи (№ II) содержание галенита (по шлихам) варьирует от единичных знаков до 6 г/т.

Металлометрическим опробованием свинец установлен в количествах 0,001-0,05% к северу от горы Куркуре-Бажи (№ II) и в бассейне р. Шавлы.

Источники галенита в современном аллювии и делювии неясны.

Ц и н к

Сфалерит встречен в шлихах в бассейне р. Кара-Изык, по правому притоку р. Чульчи у западной границы района и по левым притокам р. Чульчи (№ I2) в единичных знаках совместно с галенитом и малахитом.

На Боошконском медном проявлении, по данным химического анализа, цинк присутствует в количестве от следов до 0,08%.

Металлометрическим опробованием он установлен в количествах 0,01-0,05% на водоразделе к востоку от горы Куркуре-Бажи, в бассейнах рек Кызыл-Кочко, Средн.Кулаш, Турген-Су.

Источники сноса сфалерита, по-видимому, те же, что и для галенита, о чем свидетельствует тесная ассоциация этих минералов в шлихах. С другой стороны на Боошконском проявлении цинк связан с медью.

Н и к е л ь

Никель отмечается металлометрическим опробованием в количестве от 0,001 до 1% в районе Абаканского хребта; в количествах 0,003-0,03% на площади 65 км² в верховьях р. Средн. Кулаша; изредка встречается в бассейнах рек Кызыл-Кочко, Кара-Изык и левых притоков Чульчи.

Совместно с кобальтом следы никеля отмечаются спектральным анализом в штуфных пробах на некоторых пунктах медного (№ 27, IO, 33) и магнетитового (№ 3, 24) рудопроявлений.

В районе Абаканского хребта присутствие никеля в металлометрических пробах связано с разрушением гипербазитов, в составе которых по спектральным анализам штуфных проб он содержится в количестве не более 0,003%. Незначительное содержание никеля в гипербазитах и отсутствие корн выветривания на последних позволяют считать этот район, по всей вероятности, неперспективным на никель. Для остальной территории по имени щимся материалам объяснить присутствие никеля в металлометрических пробах не представляется возможным.

К о б а л ь т

Кобальт в количествах до 0,01% устанавливается металлометрическим опробованием на участках в районе Абаканского хребта и в бассейне р. Яхан-Сору.

Кобальт совместно с никелем (от следов до сотых долей процента) отмечается спектральным анализом в штуфных пробах, отобранных в пунктах медного рудопроявления зоны Чулышманского разлома.

Ничтожные содержания кобальта и никеля в металлометрических пробах и их парагенетическая связь позволяют также, как и для никеля, дать отрицательную оценку района в отношении кобальта.

М ы ш ь я к

По правому берегу р. Кара-Су (правый приток Чулышмана) в 1,3 км выше устья сотрудниками Ойротской комплексной экспедиции в 1936 г. были встречены обломки кварца с арсениопиритом (№ I8); в коренном залегании проявление не установлено (Дубинкин, Браварец, 1953).

Арсениопирит отмечается по единичным шлихам в аллювии р. Чулышман ниже впадения р. Шавлы.

Отсутствие мышьяка в пунктах медного рудопроявления, а также в кварцевых жилах, выявленных на территории листа, позволяет дать отрицательную оценку района в отношении мышьяка.

О л о в о

В трех шлихах из руслового аллювия р. Чулышмана выше устья р. Шавлы в единичных знаках присутствует касситерит.

Металлометрическим опробованием олово установлено от следов до 0,01% в пределах развития пород теректинской свиты на левобережье р. Мейду-Хема, в бассейне рек Кызыл-Кочко и Узун-Кара-Су. По имеющимся данным не представляется возможным дать каких-либо определенных заключений в отношении олова.

В о л ь ф р а м

Шлиховым опробованием установлено присутствие вольфрамитов в аллювиальных отложениях на крайнем северо-востоке исследуемой территории (№ 7)^х. По правому безымянному притоку р. Кара-Сулак (к северу от оз. Узун-Куль) вольфрамит отмечен в шлихах в количестве от 2 до 30 знаков. По самой р. Кара-Сулак содержание его уменьшается до 1-3 знаков и полностью исчезает в 1 км ниже устья притока. Кроме того вольфрамит встречается в одном шлихе в среднем течении р. Тайсына. Зерна вольфрамитовых окатанов, размер их 0,1-0,7 мм.

Пространственно вольфрамит приурочен к Узункульскому массиву гранитоидов долинурийского комплекса.

Присутствие в шлихах вольфрамитов говорит о близости коренного рудопроявления, которое, по-видимому, связано с участками грейзенизации или кварцевыми жилами этого массива, что дает основание считать данный участок перспективным в отношении вольфрамового оруденения. Ожидать здесь россыпных месторождений вольфрама не следует вследствие ничтожного развития аллювия.

Более распространенным вольфрамосодержащим минералом в шлихах является шеелит. Ореолы рассеяния его (№ 2, 7, 9, 20, 23, 32, 34, 41) отмечены во многих местах исследуемой территории. Содержание шеелита в шлихах, как правило, не превышает не-

^х Ореол выделен в основном по рассеянию шеелита.

вого оруденения.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

З о л о т о

Золото присутствует в аллювиальных отложениях рек Чулышмана (у пос. Чодро), Кыги (№ 1), Кайру, Чакрыма, Кара-Изик и ее притоков (№ 28), Бол. Улагана и некоторых других. Количество его в шлихах не превышает, как правило, трех знаков, за исключением аллювия рек Чакрыма и Кара-Изик с ее притоками, где золото отмечается от 1 до 5 знаков, а в одном шлихе по р. Чакрым до 24 знаков на шлих. Зерна золота слабо окатаны и имеют размер от 0,5 до 1 мм. Коренные источники сноса золота неясны, возможно, это мелкие золотоносные кварцевые жилы, выявленные при геологосъемочных и поисковых работах. Аллювиальные отложения, в которых шлиховым опробованием установлено присутствие золота, имеют крайне незначительное распространение и ничтожные мощности, что делает их неперспективными в отношении россыпных месторождений.

С е р е б р о

Рудопроявление серебра (№ 35) находится на водоразделе рек Бол. Улагана и Кара-Су (левого притока р. Чулышмана) в 900 м к юго-западу от высоты 2085. Серебро содержится в количестве до 194 г на тонну в сидеритовой руде (№ 36). Подробные сведения по рудопроявлению отсутствуют (Дубинкин, Браварец, 1958).

Следы серебра отмечаются в пробах Бошонской точки (№ 27). В количестве от следов до 0,003% серебро встречается в металлометрических пробах на небольших участках (1, 5-1, 0 км²) в пределах Чулычинского массива, в метаморфических сланцах теректинской свиты, иногда в поле развития гранитоидов долинурийского возраста и в зонах грейзенизации. Перспективы района на серебро неясны.

скольких десятков зерен. По р. Кара-Измк. и его притокам (№ 23) количество шеелита в отдельных шлихах увеличивается до 560 знаков. Несколько повышенное содержание (100-140 знаков) отмечается в нижнем течении р. Шавлы (№ 23).

Генетически шеелит, по-видимому, связан с кварцевыми жилами, широко развитыми на исследованной территории.

В районе повышенного содержания шеелита (№ 23) не исключено также оруденение штокверкового типа, подобное Урзарсайскому месторождению (Ж.Д.Никольская, 1958 г.). Предположительно этому явлению интенсивная трещиноватость в метаморфических сланцах этого района.

В бассейне р. Бол. Улаган (№ 32, 34) наличие шеелита, возможно, объясняется ледниковой транспортировкой.

В отношении россыпных месторождений вольфрама район перспективен вследствие ничтожных содержаний шеелита в аллювиальных отложениях и незначительного развития последних.

М о л и б д е н

Молибденит встречается в единичных шлихах в количестве единичных знаков по р. Чульшману и некоторым его притокам, в том числе по р. Чульче в ее нижнем течении. Следы молибдена обнаружены спектральным анализом в скарных гуннта № 3. Наличие молибденита лишь в разобщенных шлиховых пробах при крайне малых его содержаниях, а также отсутствие выявленных солевых ореолов молибдена, не позволяет дать определенного заключения о перспективности района на молибден.

Т а н т а л - н и о б и й

Тантало-ниобиевые минералы - колумбит и поликраз - обнаружены в шлихах по р. Беректашу (верхнее течение) в количестве от 3 до 53 знаков, а также по р. Тайсыну и его двум правым притокам в количестве от единиц до 107 знаков.

Источником сноса, по-видимому, являются пегматитовые жилы Чульчинского и Узун-Кульского массивов. Отмеченные участки с тантало-ниобиевыми минералами в шлихах, вероятно, следует считать перспективными на тантало-ниобаты, и, кроме того, названные массивы в целом, по-видимому, также заслуживают внимания в этом отношении.

Монацит устанавливается в аллювии почти повсеместно в количествах от единичных знаков до 12 г/г. Наибольшее содержание его отмечается по рекам, протекающим в пределах Чульчинского, Кулашского и Чейсоккульского массивов гранитоидов, что свидетельствует о генетической связи монацита с последними, где он присутствует в качестве акцессорного минерала.

Совместно с монацитом в единичных шлиховых пробах встречается ксенотим. Крайне малые содержания редкоземельных минералов в аллювии и небольшие мощности аллювиальных отложений исключают возможность обнаружения россыпных месторождений монацита на территории листа М-45-Х1.

Р т у т ь

Киноварь в единичных зернах отмечается в нескольких шлихах по левому безымянному притоку р. Кыги в поле развития красноцветов девона. В двух шлиховых пробах единичные знаки киновари встречены по правому безымянному притоку р. Узун-Кара-Су и в бассейне р. Бол. Улагана.

Все известные ртутные месторождения Горного Алтая приурочены к разломам глубокого заложения типа взбросо-надвигов, где оруденению подвергаются зоны брекчированных пород. На территории листа М-45-Х1 киноварь в шлихах обнаружена на участках, не связанных с зонами глубинных разломов, что позволяет считать эти участки мало перспективными для ртутного оруденения.

В и с м у т

Базовисмутит и висмутин отмечаются в единичных знаках в шлихах по рекам Кайру, Ташту, Беректаш, Карагему и его притокам, Кызыл-Кочко, Кара-Кыюку и некоторым другим.

В связи с крайне низким содержанием их в шлихах и отсутствием какой-либо закономерности в распределении, не представляется возможным дать какую-либо оценку площади на висмут.

Х Ввиду повсеместного распространения монацита в шлихах, последний на карте полезных ископаемых не нанесен.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Горный хрусталь

Известно два проявления горного хрусталя Сайгонских (№ 6) и Керектаульских (№ 25). Первое расположено на левом берегу р. Сайгонь (2,3 км выше устья), в поле развития юрских отложений, второе находится на левом склоне долины р. Керек-Таул (400 м выше устья) среди метаморфических сланцев теректинской свиты. В обоих случаях горный хрусталь встречен в небольших (до 20 см в поперечнике) занорышах в кварцевых жилах.

Кристаллы горного хрусталя и их обломки немногочисленны и по длине не превышают 2-3 см. Они мелко трещиноваты и не дают моноблоков, поэтому изложенные данные представляют лишь минералогический интерес.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Барит

В бассейнах рек Кызыл-Кочко, Боошкон и их притокам (№ 29) содержание барита по шлихам достигает нескольких десятков грамм на тону. Единичные знаки барита установлены в шлихах по рекам Чулышману, Адулюгему, Карагему и его притокам.

Учитывая, что барит не выдерживает транспортировки водными потоками на большие расстояния, повышенное содержание его в шлихах по рекам Кызыл-Кочко и Боошкону указывает на близость коренных источников, которыми могут быть кварцевые и кварц-карбонатные жилы с баритом в зоне Шапшальского глубинного разлома. На основании только шлихового опробования затруднительно дать заключение относительно баритовой минерализации района.

ДРУГИЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Хризотил-асбест

Участок с проявлением хризотил-асбеста (№ 37) находится на юге района в 1,8 км к востоку от высоты 2283 м. В.Е.Гендлером (1954) асбест отмечался в глыбах серпентинита, а при редакционных работах в 1959 г. было обнаружено и коренное его проявление, приуроченное к серпентинитам юго-восточнее оз. Тоодин-Куль, где отмечен участок площадью около 0,5 м² с прожилками мощностью до 0,5 см поперечноволокнистого хризотил-асбеста. Прожилки составляют около 1% площади оруденелого участка, пересекая его по всевозможным направлениям.

В 3 км к юго-востоку (лист М-45-ХУП; Дергунов, 1959) в аналогичных серпентинитах наблюдались прожилки более длинноволокнистых разновидей (до 2 см). Участки развития серпентинитов могут представлять интерес для поисков промышленных скоплений асбеста.

Слюда-мусковит

Наибольший интерес в отношении мусковита представляют пегматитовые жилы, развитые на правобережье Чулышмана в зоне кристаллических сланцев и гнейсов протерозоя, особенно в экзоконтактах нижнеордовикских гранитоидов (Гендлер, 1954; Щеголов и Буружин, 1953). Пегматитовые жилы прослеживаются от 10-15 м до 200-250 м при мощности от 20-30 см до 2,5 м.

Мусковит встречается в пегматитах то в виде единичных пластинок, то густо насыщает породу, а иногда образует гнездовые скопления размером до 20x30 см². Размер пластинок мусковита варьирует от 2x3 см² до 10x10 см² при толщине 1-2 см.

Широкое развитие мусковитсодержащих пегматитовых жил среди кристаллических сланцев и гнейсов протерозоя и наличие в отдельных жилах кондиционных по качеству кристаллов мусковита позволяет считать отдельные участки (в основном экзоконтактные зоны нижнеордовикских гранитоидов) перспективными в отношении слюды.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

К а р б о н а т н ы е п о р о д ы

М р а м о р и з о в а н н ы е и з в е с т н ы к и с л а г а ю т о т д е л ь н ы е п л а с т ы и л и н ы м о щ н о с т ь ю д о п е р в ы х с о т е н м е т р о в в к е м б р и й с к о й т о л щ е .

Н а и б о л е е у д о б н ы д л я р а з р а б о т к и в ы х о д ы и з в е с т н ы к о в п о л е в о м у б е р е г у р . Ч у л ы м а н а н и ж е у с т ь я р . Я л а н д у . С н а с е л е н н ы м и п у н к т а м и о н и с в я з а н ы х о р о ш е й г р у н т о в о й д о р о г о й . В н а с т о я щ е е в р е м я и з в е с т н ы к и и с п о л ь з у ю т с я д л я о б ж и г а н а и з в е с т ь . Д р у г и е в ы х о д ы м р а м о р и з о в а н н ы х и з в е с т н ы к о в н е д о с т у п н ы д л я р а з р а б о т к и .

Г л и н и с т ы е п о р о д ы

В к а ч е с т в е м е с т н о г о с ы р ь я д л я к и р п и ч н о г о п р о и з в о д с т в а м о г у т б ы т ь и с п о л ь з о в а н ы п е с ч а н и с т ы е г л и н ы и с у г л и н к и в о д н о - л е д н и к о в о г о и о з е р н о - л е д н и к о в о г о п р о и с х о ж д е н и я в д о л и н е р . Б о л . У л а г а н а б л и з ю ж н о й г р а н и ц ы л и с т а . П л о щ а д ь р а з в и т и я э т и х о т л о ж е н и й д о с т и г а е т н е с к о л ь к и х к в а д р а т н ы х к и л о м е т р о в п р и м о щ н о с т и в н е с к о л ь к о м е т р о в . О н и у д о б н ы д л я р а з р а б о т к и в с л е д с т в и е п о ч - т и п о л н о г о о т с у т с т в и я в с к р ы ш и и н а л и ч и я х о р о ш и х п о д х о д о в . П о - д о б н ы е г л и н ы и с у г л и н к и р а з р а б а т ы в а л и с ь н е с к о л ь к о ю ж н е е (л и с т М - 4 5 - X I I) к а к с ы р ь е д л я н е б о л ь ш о г о п о л у к у с т а р н о г о к и р п и ч н о г о з а в о д а (Г е н д л е р , 1 9 5 4) .

О б л о м о ч н ы е п о р о д ы

М а т е р и а л о м д л я д о р о ж н о г о с т р о и т е л ь с т в а , а т а к ж е в к а - ч е с т в е н а п о л н и т е л я п р и и з г о т о в л е н и и б е т о н а м о г у т с л у ж и т ь г а - л е ч н и к и , г р а в и й и п е с к и х о р о ш е й с о р т и р о в а н н о с т и , ш и р о к о р а з - в и т ы в д о л и н ы х р е к Б о л . У л а г а н а и Ч у л ы м а н а .

О ц е н и в а я р а й о н в о т н о ш е н и и п о л е з н ы х и с к о л а е м ы х в ц е л о м с л е д у е т с к а з а т ь , ч т о з о н ы Ш а л ы м а н с к о г о и Ч у л ы м а н с к о г о р а з л о - м о в я в л я ю т с я б л а г о п р и я т н ы м и г е о л о г и ч е с к и м и с т р у к т у р а м и д л я п о л и м е т а л л и ч е с к о г о и м е д н о г о о р у д е н е н и я . П о д т в е р ж д е н и е м э т о м у м о ж е т с л у ж и т ь о б н а р у ж е н и е в 1 9 6 0 г . к о р е н н ы х в ы х о д о в п о л и м е -

т а л л и ч е с к и х р у д в з о н е Ш а л ы м а н с к о г о р а з л о м а н а т е р р и т о р и и с м е ж н о г о л и с т а М - 4 5 - X I I в о б л а з и г р а н и ц ы с и з у ч е н н о й п л о щ а д ь ю .

Ч у л ы м а н с к а я з о н а и н т е н с и в н о г о м е т а м о р ф и з м а , г д е ш и р о к о р а з в и т ы к р и с т а л л и ч е с к и е с л а н ц ы с с и л ы м а ш и т о м и с л ы д о н о с н ы е п е г м а т и т ы , з а с л у ж и в а е т в н и м а н и я д л я п р о в е д е н и я б о л е е д е т а л ь - н ы х р а б о т с ц е л ь ю в ы д е л е н и я п е р с п е к т и в н о с т и э т о й з о н ы в о т н о - ш е н и и с и л ы м а н и т а и м у с к о в и т а . П р и п р о в е д е н и и д е т а л ь н ы х р а б о т с л е д у е т т а к ж е о б р а т и т ь в н и м а н и е н а в о з м о ж н о с т ь б е р и л л о н о с н о - с т и п е г м а т о в ы х ж и л , у ч и т ы в а я , ч т о в а н а л о г и ч н о й о б с т а н о в к е б е р и л л о н о с н ы е п е г м а т и т ы о б н а р у ж е н ы к в о с т о к у о т Т е л е ц к о г о о з е - р а (л и с т М - 4 5 - I V) .

С л е д у е т п р о в е с т и г е о х и м и ч е с к о е и с с л е д о в а н и е к р а с н о ц в е т о в к а м е н н о у г о л ь н ы х о т л о ж е н и й н а п р е д м е т б о к с и т о н о с н о с т и и х в с в я з и с т е м , ч т о в К и т а е а н а л о г и ч н ы е п о р о д ы к а м е н н о у г о л ь н о г о в о з р а с т а б о к с и т о н о с н ы .

П О Д З Е М Н ы Е В О Д ы

М е с т н ы м н а с е л е н и е м п о д з е м н ы е в о д ы н е и с п о л ь з у ю т с я в в и д у о б и л и я н а з е м н ы х в о д о т о к о в , п о л н о с т ь ю у д о в л е т в о р я ю щ и х в с е п о - т р е б н о с т и н а с е л е н и я .

С р е д и п о д з е м н ы х в о д в ы д е л я ю т с я т р е щ и н н ы е и г р у н т о в ы е в о - д ы .

Т р е щ и н н ы е в о д ы . Б о л ь ш и н с т в о и с т о ч н и к о в т р е щ и н н ы х в о д п р и у р о ч е н о к Ч у л ы м а н с к о м у н а г о р ь ю , г д е р а с п р о - с т р а н е н ы к р и с т а л л и ч е с к и е с л а н ц ы , г н е й с ы , г р а н и т о й д ы , о б л а д а ю - щ и е п о в ы ш е н н о й т р е щ и н о в а т о с т ь ю . М е с т а м и т р е щ и н н ы е в о д ы п р и у р о - ч е н ы к з о н а м к р у п н ы х р а з л о м о в , м а р к и р у я и х . К т а к и м и с т о ч н и - к а м м о ж н о о т н е с т и м н о г о ч и с л е н н ы е р о д н и к и п о о б о й м с к л о н а м Д о - л и н ы р . Ч у л ы м а н а . В с е и с т о ч н и к и н и с х о д я щ е г о т и п а , д е б и т и х н е з н а ч и т е л ь н ы й - 1 , 0 - 0 , 5 л / с е к . В о д а ч и с т а я , п р и я т н а я н а в к у с . П и т а н и е т р е щ и н н ы х в о д п р о и с х о д и т з а с ч е т а т м о с ф е р н ы х о с а д к о в .

Г р у н т о в ы е в о д ы п о д р а з д е л я ю т с я н а в о д ы , с в я з а н н ы е : 1) с л е д н и к о в ы м и и в о д н о - л е д н и к о в ы м и о т л о ж е н и я м и , 2) с а л ь в и а т ь н ы м и о т л о ж е н и я м и .

Б о л е е в о д о о б и л ь н ы м и я в л я ю т с я в о д н о - л е д н и к о в ы е о т л о ж е н и я , п р е д с т а в л е н н ы е с у п е с т ь м и и п е с к а м и . М о р е н ы , с л о ж е н н ы е в а л у н ы - м и с у г л и н к а м и , с л а б о в о д о п р о н и ц а е м ы и н е р е д к о я в л я ю т с я п р и ч и н о й в е р х о в о д к и и - с в я з а н н о г о с н е й з а б о л а ч и в а ш и я . В о д о с у п о р о м

большинстве случаев служат коренные породы. Выходы описываемых вод в виде небольших источников с дебитом до 1,5 л/сек наблюдаются в Улаганской, Сайгоншской и Яхан-Соринской котловинах, а также в правом борту долины р. Чулышмана. Воды пресные, прозрачные. Питание их происходит за счет атмосферных осадков.

Воды аллювиальных отложений приурочены к долинам крупных рек Чулышмана, Чульчи, Шавлы и выходят на поверхность в виде небольших родников в пределах террас низкого комплекса. Воды этого типа пресные, прозрачные, пригодные для питья.

К плоским водораздельным участкам с абсолютными отметками свыше 2000 м приурочены надмерзлотные почвенные воды. Они имеют незначительное распространение. Выходы вод на дневную поверхность в виде небольших болотцев и слабосочащающихся ручейков наблюдались на водоразделе р. Ав-Озен, Бол. и Мал. Сарычек и Ниж. Кулаш. Питание этих вод происходит за счет сезонного оттаивания почв.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н и я

- Б у б л и ч е н к о Н. Л., Б е л о у с о в а В. Г.,
С л д н е в а Е. Д. Геологические исследования в районе
Телецкого озера на Алтае. Изв. ВГО, вып. 71, 1931.
- В и н к м а н М. К. Новые данные о возрасте гиперба-
зитов Алтая. Докл. АН СССР, т. ХУШ, № 1, 1949.
- В и н к м а н М. К., Г и н ц и н г е р А. Б.
К вопросу о возрасте гиперзитов Горного Алтая. Изв. АН СССР,
серия геол., № 2, 1954.
- К у з н е ц о в В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-
Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, т. 60, № 2, 1949.
- К у з н е ц о в В. А. Основные этапы геотектоничес-
кого развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. Горно-ге-
ол. ин-та Зап. Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1952.
- К у з н е ц о в В. А. Стратиграфическое положение
гиперзитов Тувы и Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та,
т. 74, вып. 1, 1953.
- К у з н е ц о в В. А. О возрасте гипербазитовых ин-
трузий Горного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1958.
- М а т в е в а О. В. Спорно-пыльцевые спектры
четвертичных отложений предгорий Алтая, горных районов Восточ-
ного Алтая и Западной Тувы. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 31,
1960.
- Н е х о р о ш е в В. П. Геологический очерк Алтая.
В кн.: "Очерки по геологии Сибири". Изд. АН СССР, вып. 2, 1932.
- Н е х о р о ш е в В. П. Материалы для геологии Гор-
ного Алтая. Тр. ВГО, вып. 177, 1932.
- Н е х о р о ш е в В. П. Геологическая карта Алтая
масштаба 1:500 000, 1956.
- Н е х о р о ш е в В. П. Геология Алтая, 1958.
- Н и к о л ь с к а я Ж. Д. Новый для Горного Алтая
тип вольфрамового оруденения. Сов. геол., № 11, 1958.
- П и н у с Г. В. Кузнецов В. А.,
В о л о х о в И. М. Гиперозиты Тувы. Тр. Тувинской компл.
эксп. АН СССР, вып. 2, 1955.
- Х о м е н т о в с к и й В. В. Структурно-фациальные
зоны нижнего кембрия и рифей юго-западного обрамления Сибир-
ской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1959.

Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозой и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. Часть I и II. Отчет по теме "Единая стратиграфическая шкала СССР". ИГиН АН СССР, 1959.

Фондовая

Барцева М. Н., Колесников В. И., Максимова Г. А. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. "Геологическое строение бассейна реки Чульчи (лист М-45-ХI - северная часть)". Фонды ВАГТ, 1958.

Барцева М. Н., Колесников В. И., Максимова Г. А. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. "Геологическое строение центральной и юго-восточной части листа М-45-ХI". Фонды ВАГТ, 1959.

Белостоцкий И. И., Горяинова О. П. и др. Геологическое строение района хребта Сумульгинские Селки и низовьев Чульмана (в пределах половины листа М-45-Х). Фонды ВАГТ, 1954.

Васютина Л. Г., Степанова Н. И. Объяснительная записка к листу М-45-Х. Фонды ВАГТ, 1960.

Вишневский А. А., Девяткин Е. В., Белянко М. Н., Немых Г. А. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. "Геологическое строение и полезные ископаемые северной части листа М-45-ХУШ (бассейны рек Чульмана, Шуя, и Каргы)". Фонды ВАГТ, 1960.

Гаврилова В. Н., Горелов Б. Г. Промежуточный отчет по теме "Геологическое строение и петрография интрузивных пород Горного Алтая". Фонды ВАГТ, 1960.

Гендлер В. Е., Майзелис С. Г., Пинтэ В. Э., Шарковскии М. Б. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. "Геологическое строение района среднего течения реки Чульман в пределах юго-западной части листа М-45-ХI". Фонды ВАГТ, 1954.

Дергунов А. Б., Шулбгина В. С. Объяснительная записка к листу М-45-ХУП. Фонды ВАГТ, 1959.

Дергунов А. Б., Шулбгина В. С. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. "Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Абакана (юго-западная часть листа М-45-У). Фонды ВАГТ, 1958.

Дубинкин С. Ф., Брваварец Е. Л. Геолого-экономический очерк Горного Алтая. Фонды ЗСГУ, 1953.

Семенов В. М. Объяснительная записка к листу М-45-IV. Фонды ЗСГУ, 1958.

Щеглов И. И., Бурухин А. Л. Отчет Шавлинский геолого-поисковой партии по поискам пьезокварца в пределах северо-восточного Алтая. Фонды ЗСГУ, 1953.

Щеглов И. И. Отчет шлиховой партии по работам 1953 года в Горном Алтае. Фонды ЗСГУ, 1954.

П р и л о ж е н и е I

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-45-ХI карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ и пользаного материала по списку (приложение 2)	Примечание
------------	------------------------	--	---------------------------	---	------------

Г р у п п а I. М е т а л л и ч е с к и е и с к о п а е м ы е

I. Черные металлы

24	III-3	Мерокское. В 2,6 км к северо-западу горы Мерок (2649 м). Магнетитовая руда	В биотит-хлорит-кварцевых сланцах вкрапленность магнетита на участке площадью 7х2,5 м ²	3	Совместно с магнетитом редкая вкрапленность шпирита и халькопирита
3	I-I	Сундрукское. В 1,8 км к северу от горы Сундру (2820 м). Магнетитовая руда	Маломощная линза скарированных пород с магнетитом в кровле гранитов Чульчинского массива	5	
38	IV-2	Тюдлинкульское. В 2,4 км к западу от высоты 2469 м. Магнетитовая руда	В серпентинитах желвакообразные скопления магнетита на участке неправильной формы размером 8х5 м ²	3	
36	IV-2	Улаганское. Водораздел между верховьями рек Бол.Улаган и Кара-Су, левото притока р.Чужыман;	Сидерит. Сведения отсутствуют	4	

30	III-4	50°43' с.ш. 88°29' в.д. Сидеритовая руда Боошонский ореол. Бассейн рек Боошон и Кызыл-Кочко. Титан	В шлихах из аллювия содержание ильменита от 50 знаков до 300 г/т	2,6	В отдельных шлихах единичные знаки хромита, галенита, малахита и золота Редко в шлихах единичные знаки шпирита и моннита
42	IV-4	Среднекулашский ореол. Бассейн рек Средн. Кулаш и Сук-Су. Титан	В шлихах из аллювия содержание ильменита от 120 до 666 г/т	2,6	Контрастный ореол. Левые притоки р.Контраст-Су к востоку от горы Куркуре-Бажи. Титан
4	I-2,3	Сайгоншский ореол. Бассейн рек Сайгонш и Бургази. Хром	В шлихах из аллювия отмечен хромит от I знака до 400-700 г/т	1,6	Кроме хромита отмечается моннит (единичные знаки), шпирит (свыше 10 знаков). По р.Берек-таш в нескольких шлихах встречены десятки знаков полиграфита
31	IV-I-2	Улаганский ореол. Бассейн р.Улаган. Хром	В аллювии хромит от единичных знаков до 50 знаков из шлих	3,6	Присутствуют во всех единичные знаки ильменита

та, мона-
цита, в
отдель-
ных шли-
хах -
галенита,
мелахита,
золота

2. Цветные металлы

27	III-4	Бошконское. Правый борт правого верхне- го притока р. Бо- шкон в 1000 м от его устья. Медь	5,6	Метаморфизован- ные сланцы мес- тами брекчиро- ваны и проквар- цованы, с при- мазками малахи- та, азурита и вкрапленностью борнита
40	IV-3	Кайндукское. Западный склон горы Кайнду в 200 м от вер- шины. Медь	5	Зелено-серые сланцы густо промязаны мел- кими жёлтыми кварца. В аль- темовой части в одной из квар- цевых жал встре- чена мелкая вкрапленность халькопирита
14	II-4	Каратекское. В 1,6 км к се- веро-западу от высоты 2614 м. Медь	5	В делювии об- ломки кварца с борнитом
26	III-3	Керектаульское. В 1 км северо- восточнее ус- тья р. Керек- таул. Медь	5	В гнейсах очень редкая мелкая вкрапленность халькопирита
5	I-3	Сайгоньское. В 4 км к запа- ду от горн Ба- зисной (2550 м). Медь	5	В порфировидных гранитах квар- цевые прожилки с малахитом
16	III-1	Таялинское. Пра- вый борт р. Чу- льшмана, в 1,8 км к юго- востоку от ус- тья р. Тявду. Медь	5	Диорит-порфири- ты пронизаны тончайшими каль- цитовыми жалк- ми с очень ред- кой вкраплен- ностью халькопи-

17	III-1	Устьярктай- ское. Левый склон долины р. Ярн-Тай, в 1 км выше ус- тья. Медь	5	Окварцованные сланцы с редкими примазками мед- ной зелени по плоскостям рас- сланцевания
8	II-1	Чульшманское I. Правый борт р. Чульшман, в 1,2 км выше устья Чульчи. Медь	5	В окварцованных песчаниках квар- цевые прожилки с редкостью из- 10 см) с малахи- том и азуритом
10	II-1	Чульшманское II. Правый борт р. Чульшман, в 650 м ниже впадения р. То- тудоу. Медь	5	Ороговикованные сланцы с вкрап- ленностью пирита и халькопирита
15	III-1	Чульшманское III. Левый берег р. Тявду (пра- вый приток р. Чульшман, в 600 м к юго- востоку от ус- тья). Медь	3	Линзовидное тело (размером 1x1 м) кварцитов, содер- жащих малахит и ковелин
19	III-1	Чульшманское IV. Левый борт р. Чульшман, про- тив устья Ка- ра-Су. Медь	4	В сильно ожелез- ненных диабазо- во-диоритовых породах отмеча- ются линзовидные прожилки мощно- стью 70-80 см с халькопиритом
21	III-2	Чульшманское V. Правый борт Чульшмана, в 2,8 км к юго- западу от вы- соты 1803 м. Медь	5	В делювии облом- ки кварца с ан- керитом и при- мазками медной зелени
22	III-2	Чульшманское VI. Правый борт р. Чульш- ман, в 3,1 км к югу от высо- ты 1803 м. Медь	5	В гранитах про- жилки карбоната с редкой вкрап- ленностью халь- копирита
33	IV-2	Чульшманское VII. Правый борт р. Чульшмана в	5	В осляках бурые железистые квар- цоватные породы

35	IV-2	Улаганское. Возле разветления р. Вол. Улаган и долины р. Чулышман; 50048, с.п. Се-ребро	Сидеритовые руды, содержащие серебро до 194 г/т	4
5	II-1	Алтынкаянский ореол. Правый берег р. Чулышман. Вольфрам	В аллювии по шлихам отмечаются десятки знаков шеелита	2,6
2	I-1	Караташский ореол. Междуречье Кыги и Чульчи. Вольфрам	В аллювии от I до 100 знаков шеелита, единичные знаки вольфрамита	1,6
34	IV-2	Кулуккульский ореол. Бассейн верховьев р. Кара-Су и р. Бол. Улаган. Вольфрам	В шлихах из аллювия шеелит от I до 100 знаков	3,6

4. Редкие металлы

9	II-1	Кроме галенита, единичные знаки сфалерита, малахита, ильменита, монацита	Отмечаются ильменит от единичных знаков до 50 г/т, единичные знаки монацита, в одном шлихе единичные знаки молибденита	2,6
2	I-1	Присутствуют также галенит, малахит, монацит, ильменит	В отдельных шлихах единичные знаки монацита, ксенонита, галенита, цезурссита, малахита, золота, кинобариты и базовисмутита	1,6
34	IV-2	Отмечаются единичные знаки ильменита, сфалерита, от 10 до нескольких знаков шеелита	Кроме шеелита, единичные знаки монацита, ильменита, хромита, до 50 знаков в отдельных шлихах золото до 10 знаков, единичные знаки галенита	3,6

39	IV-3	6,2 км ниже устья р. Юл. Медь	с вкрапленностью халькопирита, изредка с ковеллитом	5
II	II-2	Чулышманское УШ. Левый борт Чулышмана, 2,5 км к западу, северозападу от б. Чодринской заставы. Медь	Серо-зеленые песчаные сланцы с маломощными кварцевыми жилами, в которых наблюдаются редкие примески медной зелени	2
12	II-2	Куркуринский ореол I. Левые притоки р. Чульчи к северу от горы Куркюре-Бажи. Свинец	В шлихах из аллювия галенит от единичных знаков до 6 г/т	2
18	III-1	Куркуринский ореол II. Левый приток р. Чульчи к северу от горы Куркюре-Бажи. Цинк	В шлихах из аллювия единичные знаки сфалерита	4
28	III-4	Карасунское. Река Кара-Су, вблизи впадения ее в р. Чулышман. Мышьяк	Обломки кварца, содержащие арсенопирит	2,6
I	I-1	Кыгинский ореол. Бассейн р. Кыги. Золото	В шлихах из аллювия золота от I до 5, редко до 24 знаков	1,6

3. Благородные металлы

28	III-4	Карамзакский ореол. Бассейн р. Кара-Изык. Золото	Отмечаются единичные знаки ильменита, сфалерита, от 10 до нескольких сотен знаков шеелита	2,6
I	I-1	Кыгинский ореол. Бассейн р. Кыги. Золото	В аллювии I-3 знака золота на шлихах и единичные знаки шеелита.	1,6

20	III-2	Куркүренский ореол. Бассейн р. Бол. Куркүре. Вольфрам	В шлихах из аллювия I-10 знаков шбелита	3,6	Кроме то-го, I-50 знаков монацита, в одном шлихе единичные знаки га-ленита				либениита, барита, ильменита
41	IV-3,4	Ниженкулашский ореол. Верховья реки Нижн. Кулаш. Вольфрам	В шлихах из аллювия десяти знаков шеелита	2,6	В некото-рых шли-хах до 70 знаков иль-менита, единичные знаки мо-нацита				
32	IV-1	Тужарский ореол. Бассейн р. Б. Ула-ган в районе пос. Тужар. Воль-фрам	В шлихах из аллю-вия присутствует шеелит от единич-ных до 100 знаков	3,6	Присутст-вует хро-мит до 50 знаков, монацит, ильменит - единичные знаки, в одном шлихе зна-ки кино-вари и га-ленита				
23	III-3,4	Чакрынский оре-ол. Бассейн рек Узун-Кара-Су, Кара-Изжк, Ча-к-рым. Вольфрам	В шлихах из аллю-вия шеелит от единичных до 560 знаков	3,6	Также при-сутствуют монацит, барит, хро-мит, золо-то и ки-новарь				
7	I-3,4 II-3,4	Яхансоринский ореол. Бассейн рек Яхан-Сору и Карагем. Вольф-рам	В аллювии боль-шинства рек ше-елит до 10 зна-ков на шлих; по-рекам Тайсын, Ка-ре-Сулак и его притокам вольфра-мит от единичных до 30 знаков	I,2, 6	По р. Тай-сыну и его пра-вым прито-кам отме-чается от десятиков до 107 зна-ков тап-тало-нио-биевых ми-нералов. В отдель-ных шлихах единичные знаки хро-мита, вис-мутина, зо-лота, мо-				

Г р у п п а П . Н е м е т а л л и ч е с -
к и е и с к о п а е м ы е

I. Оптическое сырье

25	III-3	Керектаульское. Правый борт р. Керек-Таул в 400 м выше ее устья. Горный хрусталь	В окварцованных сланцах теректальской свиты кварцевая жила (длинной 10-12 м, мощность 10 см), в которой встречен занорыш (20 см в поперечнике) с мелкими до 2см в длину трещино-ватыми кристалла-ми горного хрусталя	5					
6	I-3	Сайгондское. В левом борту р. Сайгонны в 2,3 км выше ее устья. Горный хрусталь	Среди желтовато-серых песчанов-юры небольшой кварцевый прожилок, в котором встречен занорыш длиной 15 см с мелкими (3 см в длину) кристалла-ми дымчатого и прозрачного гор-ного хрусталя	5					

2. Химическое сырье

29	III-4	Бошонский ореол. Бассейн рек Бошон и Кызыл-Кочко. Барит	В аллювии по шли-хам содержание барита от единич-ных знаков до не-скольких десятков грамм на тонну	2,6					
----	-------	---	--	-----	--	--	--	--	--

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

№ пп	Фамилия, инициалы автора	Название работы	Год издания	Местонахождение материала, его фонд, номер или место издания
1	Барцева М.Н. Колесников В.И. Максимова Г.А.	Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200000 "Геологическое строение бассейна реки Чульчи (лист М-45-XI - северная часть)"	1958	Фонды ВАГТ
2	Барцева М.Н. Колесников В.И. Максимова Г.А.	Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. "Геологическое строение центральной и юго-восточной части листа М-45-XI"	1959	Фонды ВАГТ
3	Гендлер В.Е. Майзелис С.Г. Пинте В.Э. Шарковский М.Б.	Материалы к государственной геологической карте масштаба 1:200 000 "Геологическое строение района среднего течения реки Чульшман в пределах юго-западной части листа М-45-XI"	1954	Фонды ВАГТ
4	Дубинкин С.Ф. Браварец Е.Л.	Геолого-экономический очерк Горного Алтая	1953	Фонды ЗСГУ
5	Щеглов И.И. Буружин А.Л.	Отчет Шавлинской геолого-поисковой партии по поискам пьезокварца в пределах северо-восточного Алтая	1953	Фонды ЗСГУ
6	Щеглов И.И.	Отчет шлиховой партии по работам 1958 года в Горном Алтае	1954	Фонды ЗСГУ

3. ПРОЧИЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1. Сидикаты

37 1У-2	Тосдинкульское. 1,8 км к востоку от высоты 2233 м. Асбест хризотилловый	В серпентинитах, участки (до 1 м) с прожилками порочноволоконистого хризотил-асбеста. Длина волокна до 0,5 см	3
---------	---	---	---

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

Введение (В.И. Колесников, Г.А. Максимова)	3
Стратиграфия	9
Протерозойская группа	10
Деректинская свита (В.И. Колесников)	10
Палеозойская группа	13
Кембрийская система (В.И. Колесников)	13
Верхний отдел кембрия - нижний отдел ордовика (Г.А. Максимова)	18
Силурийская система (Л.П. Перфильева)	20
Девонская система (Л.П. Перфильева)	22
Каменноугольная система (Г.А. Максимова)	28
Мезозойская группа	30
Юрская система (Г.А. Максимова)	30
Кайнозойская группа	32
Четвертичная система (Г.А. Максимова)	32
Интрузивные образования (Л.П. Перфильева, В.И. Колесников)	37
Тектоника (В.И. Колесников)	50
Геоморфология (Г.А. Максимова)	61
Полезные ископаемые (Г.А. Максимова, В.И. Колесников)	68
Подземные воды (Л.П. Перфильева)	81
Литература	83
Приложения	86

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
9	5 снизу	техники	тектоники
32	2 снизу	зеленовато-серого цвета преимущественно местных	зеленовато-серого цвета, в которых заключены валуны, гальки и угловатые обломки преимущественно местных магнетитовые
68	7 снизу	магнитные	магнетитовые

Редактор издательства И.А. Калмыкова.
Технический редактор Г.А. Константинова.

Подписано к печати 18.Ш.1963 г.

Формат бумаги 50x90 1/16.

Печ. л. 6. Уч.-изд. л. 5, 5. I вклейка.

Тираж 100 экз. Бесплатно. Заказ № 155 с.

Ротапринт ВИТР.

Ленинград, В.О., Кожевенная л., 23а.