

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

Серия Алтайская

Лист М-45-XXIV

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили: Б. А. Яковлев, Е. В. Девяткин
Редактор И. Ф. Пожарский

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
16 мая 1959 г.



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-45-XXIV расположена между $89^{\circ}00'$ — $90^{\circ}00'$ в. д. и $49^{\circ}20'$ — $50^{\circ}00'$ с. ш. Почти по диагонали с юго-запада на северо-восток территорию листа пересекает государственная граница с Монгольской Народной Республикой. Северо-западная часть территории по административному делению в основном относится к Горно-Алтайской автономной области Алтайского края, крайний же северо-восточный ее участок площадью в 150 км^2 расположен в пределах Тувинской автономной области.

В пределах исследованной территории находится восточная окраина Чуйской котловины. Хребет Сайлюгем (Сайлюгемин-Нуру), горный массив Талду-Аир и отроги Курайского хребта составляют ее обрамление. От меридионально ориентированного хр. Чихачева, расположенного восточнее, эти орографические единицы отделены участком развития холмисто-моренного рельефа.

Максимальные отметки хр. Сайлюгем достигают 3000 м , большинство же вершин находится на уровне 2600 м . Относительные превышения водоразделов над днищем долин варьируют в пределах 250 — 400 м .

Рельеф хр. Чихачева имеет резко выраженный высокогорный характер. Отметки наиболее крупных вершин достигают 3600 — 3800 м , относительные превышения не более 1000 м . Вершина горного массива Талду-Аир имеет отметку 3505 м . Относительные превышения в пределах массива составляют не более 600 — 800 м . Южный и восточный склоны массива — пологие, западный склон — крутой.

Отроги Курайского хребта на водораздельных участках имеют отметки 2200 — 2300 м , днище долины р. Кызыл-Шин находится на 300 — 400 м ниже водоразделов.

Поверхность участка развития холмисто-моренного рельефа у подножий хр. Чихачева слабо наклонена к западу; отметки в пределах участка меняются от 2400 до 2550 м .

Поверхность Чуйской степи также полого падает к западу (2—3 м на 1 пог. км), относительные превышения в ее пределах составляют не более 2—5 м.

Реки на исследованной территории принадлежат бассейну р. Чуи; исключение составляет р. Асхатин-гол, относящаяся к системе р. Могул-Бурень. Основными водными артериями являются реки Юстыд и Бар-Бургазы. Первую образуют реки Нарын-гол и Богуты, а вторую — реки Корум-Ту и Куру-Узек. Сюда в р. Юстыд впадают реки Уландрык и Ташанта, а с севера — р. Кызыл-Шин, принимающая слева приток — р. Бугузу.

В пределах исследованной территории широко развиты озера, наиболее крупные из которых имеют протяженность до 3—5 км.

Климат изученного района характеризуется резкой континентальностью, большими колебаниями суточных температур, сильными постоянными ветрами и очень небольшим количеством осадков. Среднегодовая температура составляет —5,6°, летняя +12,8°, зимняя —26,0°. Температура воздуха зимой понижается до —34°. Среднегодовое количество осадков 176,4 мм, из них 85% выпадает весной и летом. Ветры имеют преимущественно северо-западное направление; их скорость достигает 10—12 м/сек.

Растительный покров района очень беден. Небольшие еловые и лиственничные леса покрывают лишь 5% его площади. В травяном покрове Чуйской степи преобладают различные виды злаков, осок, чий, ковыль. В горах господствует тундровый тип растительности.

Наиболее крупными дикими животными являются горные бараны, козлы, джайраны. Повсеместно водятся лисы и зайцы. В больших количествах встречаются сурки и другие мелкие грызуны. Из пернатых преобладают семейства ястребиных и соколинных. В горах живут куропатки, близ водосемов гнездятся утки и кулики. Озера и реки богаты хариусом и османом.

Население юго-восточной части Горного Алтая относится к четырем национальным группам. Коренными жителями являются алтайцы (теленгиты) и монголы; из переселившихся на Алтай в 50—60-х годах XIX в., большинство составляют казахи, меньшинство — русские. Основным занятием населения является кочевое скотоводство; разводятся овцы, козы, коровы, сарлалыки, лошади и верблюды. Все населенные пункты расположены в пределах степной части района; на остальной территории встречаются только зимовки и юрты. Наиболее крупным населенным пунктом является пос. Ташанта, расположенный на Чуйском автодорожном тракте. Здесь сосредоточено все русское население и почти все государственные организации: таможня, погранзастаны, почтово-телеграфная станция.

Чуйский автодорожный тракт пересекает всю исследованную территорию. По нему осуществляются постоянные перевозки грузов между СССР и Монголией. Хорошие грунтовые дороги связывают Ташанту с поселками Кокорю и Узун-Тал, а также со скотным карантинным Юстыд. Основные тропы проходят по долинам рек Бар-Бургазы, Корум-Ту, Асхатин-гол и Богуты. Легкопроходимые броды имеются на всех реках.

Геологическое изучение Алтая началось в первой половине XIX в., отдельные же его районы посещались исследователями и раньше.

В 1842 г. значительную часть Восточного Алтая обследовал Г. Чихачев. Один из его маршрутов пролегает вверх по течению рек Чуи и Бугузуна и затем — вниз по течению рек Башкауса и Чулышмана. На геологической карте автора, составленной в масштабе 1:1 000 000, бассейны рек Чуи, Башкауса и Чулышмана окрашены одним цветом, соответствующим кристаллическим сланцам (Чихачев, 1845).

В 1905—1906 гг. В. В. Сапожников совершил путешествие по Русскому и Монгольскому Алтаю. Он обследовал верховья р. Чуи и долины ряда ее притоков: Бар-Бургазы, Юстыда и Уландрыка. В. В. Сапожников проводил наблюдения над современным оледенением исследованной им территории.

В 1914 г. В. А. Обручев сделал несколько маршрутных пересячений Алтая, на основании которых пришел к выводу о доминирующем значении разломов в создании современного рельефа этой горной страны. В. А. Обручев описал вложенные тропы в бассейне р. Аргут, на основании чего сделал заключение о двух этапах оледенения, имевших место на Горном Алтае; из них первое, по мнению В. А. Обручева, было максимальным.

В 1925 г. исследованиями В. П. Нехорошева начинается плановое изучение геологического строения Алтая, в результате которого автор издал ряд печатных работ. Они охватывают период времени более чем в 25 лет. В изданных трудах В. П. Нехорошева приводятся фактический материал маршрутных исследований 1925—1926 гг., не утративший своего значения и в настоящее время. В более поздних работах В. П. Нехорошев опровергает утверждение ряда геологов о широком развитии докембрия на Алтае. Он же впервые предложил схему закономерного распределения рудных месторождений на территории этого региона, причем по этой схеме месторождения Горного Алтая падают в вольфрам-молибденовый пояс. В. П. Нехорошев составил первую геологическую карту Горного Алтая в масштабе 1:500 000. На ней были выделены области развития метаморфической серии, отложений кембрия, силура, девона и верхнего палеозоя.

В 1931 г. Н. Н. Горностаев обследовал ряд медных и железных рудопроявлений Горного Алтая и собрал литературный

материал по этому вопросу. В своей работе он отстаивает перспективы Горного Алтая как рудоносной провинции.

В 1935 г. П. С. Краснопеева расчленила девонские отложения, развитые в бассейне рек Бугузуна и Юстыда, а также на северных склонах хр. Сайлюгем. Она впервые выделила юстыдскую серию отложений и по возрасту отнесла их к верхам живецкого и нижней части франского ярусов.

В 1936 г. и в течение ряда послевоенных лет (1945—1950) Е. Н. Щукина вела геоморфологические исследования и изучала третичные отложения на Горном Алтае. В своем сводном труде базирующемся на большом фактическом материале, автор предлагает схему расчленения третичных отложений Алтая. По материалам ВАГТ в стратиграфическую схему Щукиной внесены значительные изменения.

В 1948 г. Н. С. Коржнев и В. Г. Павлов произвели геологическую съемку и поиски в масштабе 1:200 000 на площади, охватывающей верховья р. Бугузуна и бассейны рек Бар-Бургазы, Юстыда и Богуты. Они расчленили девонские отложения, выделенные в юстыдской серии верхнюю ее часть и назвали ее богутинской формацией. За нижней частью разреза авторы сохранили наименование юстыдской формации. У Н. С. Коржнева сложилось ложное впечатление о существовании углового несогласия между выделенными формациями, которое, по его мнению, достаточно отчетливо проявляется в долине ключа Кок (верховья р. Ористы). На основании такой трактовки разреза палеозойских отложений в бассейне р. Богуты и на основании сборов расгителных остатков в породах богутинской формации, которые, по определению В. А. Хахлова, характеризуют интервал времени от живецкого века до нижнего карбона, Н. С. Коржнев сделал ошибочное заключение о карбонноугловом возрасте богутинской формации.

Работами Алтайской экспедиции ВАГТа, проведенными в 1955—1956 гг., предположение о существовании углового несогласия в какой-либо части живецкого, франского и фаменского ярусов на богутинском участке не подтвердилось. Наоборот, окончательно сформировалось представление об этом разрезе, как о единой серии отложений, связанных общностью условий формирования. Собранные в них С. П. Красильниковым флора имеет возраст не выше фаменского (Красильников и др., 1955).

Понижив возраст верхней части разреза девонских отложений в бассейне р. Юстыда, С. П. Красильников сохранил очертания соответствующих контуров на геологической карте в соответствии с данными Н. С. Коржнева. Впоследствии представления о площади распространения богутинской свиты резко изменились и соответственно существенно изменилось представление о ее стратиграфическом объеме (Белостоцкий и др., 1957).

В 1948 г. издан лист М-45 геологической карты Советского Союза с объяснительной запиской В. А. Кузнецова и А. П. Семенова.

В 1950 г. С. Ф. Дубинкин опубликовал результаты ревизии геологических фондовых и архивных материалов по месторождениям и рудопроявлениям свинцовых руд Горного Алтая.

В 1950 г. Б. В. Голошейкин провел полевые ревизионные работы в пределах р. Кызыл-Шин и западных склонов горного массива Талду-Аир. В результате ревизии полиметаллических и медных рудопроявлений, находящихся на этой территории, Б. В. Голошейкин составил довольно обоснованное заключение о незначительных масштабах полиметаллической и медной минерализации в ее пределах.

В 1952 г. В. А. Кузнецов опубликовал сводную работу, в которой изложил стройную ныне принятую схему формирования всех главных тектонических структур Алтае-Саянского региона.

В 1952 г. А. И. Родыгин и Л. И. Кравцова закартировали бассейн р. Уландрык в масштабе 1:50 000 и провели поиски в бассейне р. Чаган-Бургазы. В результате этих работ впервые описаны красноцветные отложения предположительно нижнедевонского возраста и эффузивно-осадочные образования, условно отнесенные к эйфелю.

Начиная с 1954 г. на территории листа М-45-XXIII под руководством С. Р. Майзелса и М. А. Черноморского проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000.

В 1955 г. на листе М-45-XXIV была произведена геологическая съемка масштаба 1:500 000. На геологической карте, составленной С. П. Красильниковым и М. Н. Ланда, юстыдская серия девонских пород на основании фаунистических находок и сборов флоры расчленена на ташантинскую, бар-бургазинскую и богутинскую свиты, соответственно живецкого, франского и фаменского возраста. С. П. Красильников и М. Н. Ланда составили краткую геологическую записку, хранящуюся в фондах Алтайской экспедиции.

В 1956 г. А. И. Родыгин по материалам, собранным в 1951 и 1952 гг., написал диссертационную работу на тему: «Геологический очерк северного склона Сайлюгемского хребта в юго-восточной части Горного Алтая». Автором совершенно не использованы отчеты Алтайской экспедиции, и определения возрастов горных пород базируются на устарелых материалах Курайской экспедиции П. С. Краснопеевой и Н. С. Коржнева. Этим объясняется отнесение к протерозою метаморфических пород кембрийского возраста и недостаточное детальное расчленение юстыдской серии.

В 1956 г. на территории листа М-45-XXIV работала тематическая партия, занимавшаяся изучением стратиграфии девонских отложений на Горном Алтае. Коллектив партии под руко-

водством И. И. Белостоцкого и М. С. Потаповой на основании проведенной детальной съемки Кызылшинского участка предположил принципиально новую схему его геологического строения. Здесь выделены два самостоятельных структурных этажа, нижний из которых сложен вулканогенно-осадочной толщей предположительно эйфельского возраста, а верхний представлен отложениями живетского и франского ярусов.

В юго-восточной части территории листа М-45-XXIV, расположенной в пределах Монголии, геологические работы проводились только в 1953 г. Здесь была поставлена геологическая съемка масштаба 1:1 000 000, выполненная сотрудниками геологоразведочной экспедиции Министерства геологии К. Л. Волочковичем и В. К. Дмитриевой. Отчет о проделанной работе был составлен авторами до обработки фауны, собранной в 1953 г. Поэтому в определении возраста многих свит были допущены крупные ошибки.

В юго-западной части Тувинской АССР, частично охватывающей территорию листа М-45-XXIV, в 1956 г. силами Горной экспедиции МГТиОН произведены поисково-съемочные работы масштаба 1:100 000, а в 1957 г. на южную часть листа М-45-XXVIII работниками Алтайской экспедиции ВАГТа составлена геологическая карта масштаба 1:200 000.

В 1956 г. на территории листа М-45-XXIV партия № 8 Алтайской экспедиции ВАГТа произвела геологическую съемку масштаба 1:200 000, а в 1957 г. партией № 9 той же экспедиции произведены редакционные работы на закартированной площади. Результаты этих исследований положены в основу окончательной геологической карты листа М-45-XXIV. В 1956 г. в съемке участвовали Б. А. Яковлев, Т. В. Немова, Е. В. Девяткин, а в редакционных работах 1957 г. — Б. А. Яковлев и О. Я. Федоровская. В составе редакционной партии работал подысковый отряд, возглавляемый Н. С. Нусинсон. Задачей отряда было изучение наиболее крупных рудопроявлений, известных в пределах листа М-45-XXVI. Материалы, собранные отрядом, использованы при описании рудопроявлений Мунгун-Тайга, Рудный Лог и Кокури.

Определение фауны, собранной на территории листа М-45-XXIV в 1955 г., производилось Н. В. Литвинович. Фауна, собранная в отложениях юстыдской серии в 1956—1957 г., определена палеонтологической группой Алтайской экспедиции под руководством М. С. Потаповой. В работе группы принимали участие З. В. Мусненко, О. Я. Федоровская, Г. Ф. Шапошникова.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-45-XXIV сложена осадочными и вулканогенными породами девона, залегающими на метаморфизованных песчаниках, филлитах и метаморфических сланцах кембро-

ордовика. Породы кембро-ордовика относятся к нижней подлите горноалтайской свиты ($Сп_3—O_1g_1$) и используются весьма ограниченным распространением, обнажаясь только на юго-западе исследованной площади. Здесь на их размытой поверхности лежат нижедевонские красноцветные отложения улан-дрыкской свиты (D_{1ul}), в свою очередь трансгрессивно перекрытые вулканогенными образованиями аксайской свиты эйфельского возраста (D_{2aks}) и вулканогенно-осадочной уйкараташской свитой нижеживетского возраста ($D_{2gv,uk}$).

Центральная и восточная части территории листа М-45-XXIV сложены единой серией песчаников, алевролитов и карбонатных пород среднедевонского и верхнедевонского возраста.

Кайнозойские образования исследованного района представлены несколькими мелкими выходами третичных континентальных пород, а также ледниковыми и озерными отложениями четвертичного возраста.

ПАЛЕОЗОИ

Палеозойские отложения в исследованном районе представлены в основном вулканогенными и осадочными образованиями девонского возраста. На небольших площадях развиты метаморфизованные породы кембро-ордовика.

Верхний кембрий — нижний ордовик

Метаморфизованные песчаники, филлиты и метаморфические сланцы кембро-ордовика в пределах территории листа М-45-XXIV являются наиболее древними образованиями. Широким развитием они пользуются на территории листа М-45-XXIII.

Горноалтайская свита представлена нижней подлитой ($Сп_3—O_1g_1$).

В исследованном районе породы нижней подлиты слагают бассейн р. Уландрык в ее верховьях, правый склон пади Б. Саргобо и пади Согонолу. Эти разрозненные участки кембро-ордовика принадлежат юго-восточному окончанию крупного выступа древних пород, уходящего в пределы северных склонов хр. Сайлюгем.

Породы кембро-ордовика обычно интенсивно дислоцированы, в их окраске преобладают различные оттенки зеленого цвета; они образуют сложные складки, часто бывают сплюснуты, гофрированы. Нередко они рассечены кварцевыми, реже — карбонатными жилами и прожилками, а на поверхностях трещин содержат выделения гематита.

Метаморфизованные песчаники используются большим распространением в верховьях р. Уландрык и местами на водоразделе последней с урочищем Джегитей. Здесь песчаники содержат

прослой филлитов мощностью до 1 м; при этом мощность пачек песчаников достигает 10—15 м.

Правобережье пади Б. Сар-Гобо и водоразделы между пастью Узун-Гобо и урочищем Джегитей сложены метаморфическими сланцами с четко выраженной параллельной текстурой. Такого же характера породы развиты в низовьях р. Асхатиингол, где они местами подверглись инъекционному метаморфизму. Последний связан с процессом формирования крупных интрузивных массивов таннуольского комплекса, широко представленных на территории листа М-45-XXVIII.

В пределах пади Согонолу наряду с метаморфическими сланцами широко развиты массивные филлиты и тонкозернистые метаморфизованные песчаники, местами содержащие небольшое количество мелкой кварцевой гальки и гравия. Последние обычно довольно четко обособлены от тонкозернистого материала, в который они погружены, местами же имеют расплывчатые очертания.

На правом склоне пади Б. Сар-Гобо ниже поверхности контакта уландрьской и горноалтайской свит обнажаются слюди-сто-кварцевые сланцы фиолетовой окраски. Они залегают на зеленых метаморфических сланцах и подстилают красноцветные отложения нижнего девона. Видимая мощность пачки фиолетовых сланцев составляет 20—25 м. Такие же породы местами обнажаются и в пади Ташанта.

При микроскопическом изучении метаморфических сланцев выявляется параллельная текстура и лепидогранобластовая структура этих пород. Входящие в состав сланцев слюдистые минералы, а также удлиненные зерна кварца ориентированы в одном направлении. Полосчатое сложение некоторых разновидностей метаморфических сланцев, хорошо заметное при полевых исследованиях, находит подтверждение и при изучении этих пород под микроскопом. Светлыми составными частями сланцев являются кварц и количественно подчиненный ему альбит, а темные компоненты представлены хлоритом; в ассоциации с последним всегда присутствует серицит, часто в значительных количествах. Наиболее распространенным акцессорным минералом в метаморфических сланцах является турмалин, в меньших количествах присутствует апатит. Рудные минералы (магнетит и лейкоксен) располагаются в пределах определенных поверхностей. Метаморфизованные песчаники имеют зеленую окраску, тонкозернистое до среднезернистого сложение и массивную текстуру. Обломочный материал на 80—90% состоит из кварца, остальную его часть составляют плагиоклазы. В небольшом количестве присутствуют обломки микрокварцита, калиевых полевых шпатов, эпидота. В единичных зернах присутствует турмалин. Полностью перекристаллизованный цемент, составляющий около 40—60% от объема породы, имеет базальный характер. В со-

ставе цемента преобладает хлорит и серицит. В меньших количествах присутствуют кварц и альбит. В некоторых разновидностях песчаников цемент на 20—25% имеет карбонатный состав. Слюдистые минералы цемента ориентированы в одном направлении и огибают обломки минералов, погруженных в него.

Поверхности сланцеватости в метаморфизованных осадках горноалтайской свиты совпадают с поверхностями разграничения пород различного состава и зернистости, т. е. по направлению они совпадают с поверхностями первичной слоистости отложений кембро-ордовика.

Отложения кембро-ордовика, развитые на территории листа М-45-XXIV, хорошо сопоставляются с нижней подсвитой горноалтайской свиты, распространенной на территории листа М-45-XXIII. В бассейне р. Тархаты эти образования имеют характер флиша, мощность их 2000 м. На территории листа М-45-XXIV мощность пород кембро-ордовика несколько меньше, поскольку разрез горноалтайской свиты здесь представлен не полностью.

Геологами Западно-Сибирского геологического управления (А. Ф. Белоусов, В. В. Волков) прослежены непосредственно переходы фаунистически охарактеризованных отложений кульбической свиты, развитой на Бийском выступе, к немцам зелено-фиолетовым толщам горноалтайской свиты (устное сообщение). Последние в пределах Ануйско-Чуйского синклинория перекрывают отложениями, содержащими фауну среднего и верхнего ордовика.

Летом 1958 г. в результате проведенных на территории листа М-45-XX редакционных работ работниками ВАГТа Ю. А. Перфильевым и З. В. Мусиенко доказано, что в районе Катон-Карагай на отложениях горноалтайской свиты с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании разреза залегают верхнекабинская свита верхне-среднеордовикского возраста. Следовательно, время формирования горноалтайской свиты охватывает часть верхнего кембрия и, по-видимому, часть трематодка.

Нижний девон

Уландрьская свита (D_{1ul}). Самые нижние горизонты девонской системы в пределах исследованного района, а также на смежных площадях представлены красноцветными отложениями, которые начиная с 1952 г. рядом исследователей выделялись в самостоятельную свиту, именуемую с 1955 г. уландрьской (Красильников и др. 1955).

На территории листа М-45-XXIV площадь распространения пород уландрьской свиты незначительна. В виде небольших участков неправильной формы с резким угловым несогласием они залегают на размытой поверхности кембро-ордовика в пади Ташанта и в долине р. Уландрь.

Уландрыкская свита представлена обломочными осадочными породами: песчаниками, алевролитами, конгломератами. В песчаниках и алевролитах нередко отмечается косая слоистость, трещины усыхания, знаки ряби и деформации неотвердевшего осадка.

Наиболее полный разрез уландрыкской свиты изучен на правом берегу пади Узун-Гобо. Здесь он довольно четко подразделяется на три части. В основании уландрыкской свиты залегают конгломераты с прослоями гравелитов. Конгломераты имеют белый цвет, состоят из хорошо окатанной гальки кварца, кремня, местами содержат гальку пород кембryo-ордовика. Размер гальки от 1 до 10 см. Цементом служит кварцитовидный песчаник. Мощность описанной части разреза равна 130 м.

Средняя часть разреза свиты сложена лиловыми, фиолетовыми алевролитами и количественно подчиненными им песчаниками серой окраски. На конгломератах нижней части разреза свиты залегают пачка алевролитов мощностью около 200 м, покрытая пачкой песчаников и гравелитов 80 м мощностью. Выше на протяжении 70 м вновь следуют алевролиты. Затем имеет место четырехкратное чередование пачек песчаников и алевролитов мощностью 20—30 м. Выше на протяжении 200 м чередуются пачки алевролитов и песчаников, соответственно 3—5 и 15—20 м мощностью. Общая мощность средней части разреза уландрыкской свиты составляет 650 м.

В верхней части разреза мощностью около 800 м главную роль играют песчаники, алевролиты количественно им подчинены, причем значение песчаников постепенно возрастает вверх по разрезу. Сначала на протяжении 350 м происходит чередование песчаников, алевролитов и местами — гравелитов, образующих пачки в 20 и 10 м мощностью. Затем в разрезе следуют пачки песчаников мощностью 30—50 м, чередующиеся с пачками алевролитов мощностью 15 м и пачками тонко переслаивающихся обломочных пород мощностью 30—40 м. Мощность уландрыкской свиты на правом склоне пади Узун-Гобо составляет примерно 1600 м.

В составе песчаников и алевролитов уландрыкской свиты преобладает кварц и плагиоклазы; в небольшом количестве присутствуют турмалин, гранат, циркон, апатит. Цемент базального типа, кремнистый, местами карбонатный.

В отличие от приведенного разреза на левом склоне пади Узун-Гобо в разрезе свиты очень большое значение имеют белые кварцевые конгломераты. Они входят в состав мощных пачек, в которых равномерно чередуются с красноцветными песчаниками и алевролитами. Такой же характер имеют разрезы уландрыкской свиты и в пади Ташанта.

В урочище М. Сар-Гобо, по данным С. П. Красильникова, мощность уландрыкской свиты не превышает 200 м. Здесь наряду с красноцветами большую роль играют обломочные породы се-

рой окраски. В основании разреза залегают мелкогалечные конгломераты, постепенно переходящие в гравелиты. Мощность грубообломочных пород равна 10 м. На гравелитах лежат песчаники с малочисленными и маломощными прослоями алевролитов. Грубозернистые песчаники имеют серый цвет. Мощность этой пачки 65 м. Выше следуют часто чередующиеся в разрезе песчаники серого цвета и фиолетовые алевролиты, слагающие пачку мощностью 40 м. Верхняя часть разреза состоит из песчаников фиолетовой и серой окраски с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность пачки 90 м.

На площади листа М-45-XXIV уландрыкская свита фаунистически не охарактеризована. В пределах листа М-45-XXIII в отложениях свиты была собрана фауна табулат жединского яруса. Согласно определений З. В. Мусиенко здесь присутствуют: *Favosites (Dictyofovosites) tschernajensis* Dub., *F. brunitzini* Peetz.

Средний девон

Эйфельский ярус

Аксайская свита (Daks). Эффузивные и вулканогенно-осадочные образования распространены преимущественно в юго-западной части исследованного района и принадлежат к аксайской свите. Как самостоятельная стратиграфическая единица, включающая лавы и туфы эйфельского возраста, она выделялась в пределах северных склонов хр. Сайлюгем начиная с 1953 г. (Родыгин, Кравцова, 1953). В 1956 г. к верхней части разреза свиты отнесена толща красноцветных вулканогенно-осадочных пород, залегающих на лавах кислого состава в бассейне р. Кызыл-Шин (Белостоцкий и др., 1957).

В бассейне р. Уландрык аксайская свита трансгрессивно ложится на породы горноалтайской и уландрыкской свит. В основании вулканогенной толщи залегают слой базальной конгломерато-брекчии мощностью около 1 м и пачка кислых туфов и туффилов.

В нижних слоях этой пачки породы содержат обломки хлоритово-кварцевых сланцев и кварцитовидных песчаников. Мощность пачки туфов составляет 30—50 м, но в верховьях ручья Узун-Гобо она возрастает до 300—400 м. Местами эти отложения выклиниваются, и на породах горноалтайской и уландрыкской свит залегают альбитизированные андезитовые порфиры. Верхняя граница покрова порфиритов местами бывает четкой, как, например, в урочище Ташто-Гобо, где на них залегают пачка песчаников и туфов; там же, где порфиры сменяются темноокрашенными альбитофирами, она менее отчетлива. На водоразделе р. Уландрык и урочища Джегитей имеет место чередование лав кислого и среднего состава. В северо-западном направлении покров андезитовых порфиритов, видимо, выклини-

мелких лейт кислого альбита, а в разностях этих пород, развитых в долинах рек Большой и Малой Шибеты, кроме того, и достаточно крупные вкрапленники кварца. Эти породы имеют массивную или флюидальную текстуру, основная масса характеризуется широким развитием микропиклитовой, а также сферолитовой структур и крайне ограниченным распространением микропегматитовой структуры. Характерной особенностью состава этих пород является присутствие крупных кристаллов циркона и высокое содержание рудного минерала.

Туфы кварцевых альбитофиров, образующие прослой среди описанных лав, имеют темно-фиолетовый цвет и литокристалло-кlastическую структуру. Мощность прослоев туфов меняется от нескольких метров до 100—150 м. Мощность толщи лав и туфов фиолетовой окраски составляет 800—900 м.

Верхнюю часть разреза аксайской свиты мощностью около 300 м составляют литокластические псефитовые туфы кварцевых альбитофиров, особенно широко развитые в пределах верхних частей склонов долин рек Малой и Большой Шибеты. Обломки альбитофиров в этих породах достигают 10—20 см.

На псефитовых туфах залегают светлоокрашенные массивные фельзиты и фельзиты фиолетовой окраски, обладающие ярко выраженной флюидальной текстурой. Они слагают небольшие участки близ некоторых вершин на водоразделах между р. Уландрык и падью Сар-Гобо, урочищем Ташто-Гобо и падью Тосте-Гобо. Мощность покровов этих пород не превышает 250 м.

Общая мощность отложений аксайской свиты 2800—3000 м.

На территории листа М-45-XXIII в пади Делика записаны известные, венчающие разрез вулканогенной толщи, содержит фауну верхнего эффея. З. В. Мусиенко здесь собраны, а М. С. Потаповой определены брахиоподы: *Acrospirifer cf. subgregarius* Rzon., *Eoreticularia cf. sinuata* Gülich., *Eospirifer* (?) *sibiricus* Tschern., *Camartotocchia* sp.

На кызылшинском участке разрез аксайской свиты представляет собой единую толщу, в которой вулканогенные образования постепенно сменяются терригенными осадками. Нижняя часть разреза легко сопоставляется с разрезом вулканогенной толщи уландрыкского участка.

На кызылшинском участке породы аксайской свиты образуют пологую синклинальную структуру широтного простирания. Ее ядро и большая часть северного крыла перекрыты трансгрессивно налегающими отложениями живетского и франского ярусов. Таким образом, на севере участка обнажаются только наиболее низкие горизонты свиты, а на юге — породы, слагающие основную часть ее разреза.

Близ северной границы листа в основании разреза аксайской свиты залегают покров темноокрашенных, почти черных андезитовых порфиритов, содержащих прослой туфов, местами

ваются, поскольку выходы этих пород в пади Б. Сар-Гобо и севернее урочища Джегитей отсутствуют. Мощность покрова порфиритов в местах выхода его на дневную поверхность меняется от 50 до 500 м.

Андезитовые порфириты, развитые в бассейне р. Уландрык, альбитизированы; они представляют собой массивные, местами миндалекаменные породы, преимущественно черного цвета, с малочисленными вкрапленниками альбита № 5*, величиной до 2—3 мм. В очень небольшом количестве в породе содержатся фенокристаллы темноцветного минерала, нацело замещенного агрегатом хлорита и магнетита. Основная масса андезитовых порфиритов обладает гиалопиклитовой, реже пилотакситовой структурами.

На андезитовых порфиритах залегают кислые лавы и туфы, составляющие основную часть разреза аксайской свиты и соответственно слагающие большую часть площади ее распространения. В основании толщи кислых вулканогенных пород развиты эффузивы массивного сложения с незначительными прослоями туфов. Эти образования окрашены в светлые оттенки коричневого, фиолетового, желтого и зеленого цветов, некоторые же разности, пользующиеся ограниченным распространением, имеют белую, темно-серую и черную окраску. В количественном отношении среди них главную роль играют кварцевые альбитофиры с макроскопически различными вкрапленниками кварца и кислого альбита, а также кварцевые порфиры с фенокристаллами кварца; им подчинены массивные фельзиты, в которых мелкие и малочисленные вкрапленники кварца и альбита различны только под микроскопом. Частично хлоритизированная и серицитизированная основная масса этих пород обладает неоднородной структурой, с участками микропегматитовой, развитой особенно широко, микропиклитовой и фельзитовой.

Массивные светлоокрашенные туфы имеют кристаллокlastическую структуру. Среди обломочного материала преобладают кварц и альбит, местами присутствует калиевый полевой шпат.

Светлоокрашенные кислые эффузивы образуют толщу мощностью около 850 м; она слагает нижние части склонов долин рек Уландрык, Большой и Малой Шибеты, а также пади Б. Сар-Гобо. Верхние части склонов этих долин сложены фиолетовыми кварцевыми альбитофирами и альбитофирами, чередующимися с туфами того же состава и окраски. Смена массивных светлоокрашенных лав лавами фиолетовой окраски происходит путем частого чередования этих пород близ границ полей их распространения.

В составе фиолетовых кварцевых альбитофиров и альбитофиров невооруженным глазом устанавливается присутствие

* Определения констант полевых шпатов и темноцветных минералов в эффузивных и интрузивных породах производились федоровским методом.

Результаты силикатного и минералогического анализов штурфов проб и проб

№ п/п	№ пробы	Название горной породы	Место взятия пробы	Результаты			
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	2522/2	Альбитизирован- ный андезитовый порфирит	Правый приток р. Кызыл-Шин	63,76	0,81	15,66	4,00
2	2613	То же	Бассейн р. Улан- дрик, падь Тосте- Гобо	63,52	0,58	15,13	3,58
3	2532	" "	р. Кокури	65,34	0,64	15,07	7,00
4	2615	Кварцевый аль- битофир	Бассейн р. Улан- дрик, падь Тосте- Гобо	70,89	0,34	12,97	1,98
5	2615/1	То же	Бассейн р. Улан- дрик, падь Тосте- Гобо	70,89	0,34	12,97	1,98
6	2616	" "	Бассейн р. Улан- дрик, падь Тосте- Гобо	73,17	0,15	13,21	1,97
7	2043/2	Фельзит	Правобережье р. Уландрык	73,96	0,13	12,34	1,77
8	2523	"	Правый приток р. Кызыл-Шин	71,11	0,32	13,50	3,75
9	2530	"	Правый приток р. Кызыл-Шин	73,67	0,32	14,12	0,67
10	2753	Гранит	Низовья р. Асха- тин-гол	76,71	0,11	11,82	1,44
11	K-468	Аляскитовый гранит	Среднее течение р. Уландрык	74,79	0,20	12,8	1,70
12	2531/2	Альбитит	р. Кокури	66,47	0,16	21,04	0,84
13	2531/6	Плагиогранит	р. Кокури	62,75	0,44	17,39	2,68
14	2629	Аляскитовый гранит	р. Кокури	75,90	0,12	12,55	1,30
15	K-281	Биотитовый гранит	Истоки р. Правой Богуты	72,6	0,21	13,68	2,39

Результаты силикатного анализа, %

Результаты мине- ралогического анализа тяжелой фракции проб	силикатного анализа, %									
	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п	Σ
Гранат, апатит, циркон	2,02	0,06	1,85	1,78	1,80	5,52	—	0,42	2,29	100,60
Ильменит, сфен, гранат, турмалин, циркон, апатит, рутил	3,44	0,10	2,03	1,70	3,80	3,64	—	0,34	1,23	99,09
Сфен, гранат, тур- малин, циркон, апатит	1,50	0,04	0,70	0,73	3,00	5,60	—	0,21	0,62	100,51
Гранат, циркон, апатит, рутил	1,93	0,08	1,50	0,81	5,20	1,76	—	0,34	2,12	99,82
Гранат, циркон, апатит, рутил	1,93	0,08	1,50	0,81	5,20	1,76	—	0,34	2,12	99,92
Турмалин, ильме- нит, гранат, циркон	0,53	0,05	1,70	0,36	6,40	1,40	—	0,34	1,16	99,44
Циркон, апатит, флюорит, турмалин	0,45	0,05	1,06	0,26	6,16	1,84	—	0,42	1,30	99,82
Циркон, апатит	0,86	0,04	1,33	0,41	3,80	3,40	—	0,51	1,83	100,86
Ильменит	0,68	0,03	0,80	0,34	0,52	6,08	—	0,36	1,10	98,98
Сфен	1,01	0,02	0,19	0,30	4,60	3,60	—	0,10	0,26	100,19
Циркон, гранат, ильменит, гематит, магнетит, анатаз, ортит	1,18	Следы	0,21	0,11	7,86	1,77	0,02	0,28	0,55	100,03
Рутил, циркон, апатит, гранат, монацит, турмалин	0,01	0,02	0,45	0,20	0,20	10,56	—	0,27	0,77	100,99
Сфен, циркон, апатит	3,32	0,13	2,70	2,54	2,16	4,00	—	0,25	1,95	100,31
Флюорит, циркон, рутил, турмалин, ильменит, ортит	0,11	0,03	0,10	0,17	6,80	1,80	—	0,36	0,59	99,91
Апатит, циркон, флюорит, гранат, ильменит, магнетит, монацит, ксенотим	1,95	0,03	0,89	0,32	6,37	2,27	0,05	0,21	0,74	99,55

№ п/п	№ пробы	Название горной породы	Место взятия пробы	Результаты				силикатного анализа, %								Результаты минералогического анализа тяжелой фракции проб	
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Σ
16	6-284	Бюлитовый гранит	Истоки р. Правой Богуты	74,94	0,13	12,45	2,49	1,95	0,05	0,73	0,17	5,85	1,77	0,05	0,10	0,68	99,81
17	K-395	То же	Верховья р. Кургузек	71,66	0,41	13,95	3,09	2,59	0,08	1,00	0,32	6,49	1,67	0,07	0,08	0,75	99,49
18	K-713	" "	Верховья р. Правой Богуты	73,38	0,32	13,25	2,99	2,25	0,06	1,29	0,23	5,76	1,56	0,06	0,11	0,53	99,43
19	K-738	" "	Верховья ручья впадающего в оз. Кундыкты-Куль	74,83	0,10	13,13	2,19	1,75	0,04	0,61	0,21	6,18	1,39	0,05	0,12	0,70	99,43
20	239-г	Диабаз	Верховья правого притока р. Кара-Оюк	45,43	2,22	17,65	1,98	8,43	0,68	9,26	6,66	2,00	3,04	—	0,27	0,18	99,73
21	257	"	Северный склон горы Богуты	47,27	0,60	17,32	1,73	8,57	0,15	11,17	9,33	0,22	1,97	—	0,29	0,09	99,75

довольно многочисленны. Близ крупных тектонических нарушений порфириды и туфы рассланцованы и перешли в зеленое состояние. Андезитовые порфириды альбитизированы. Вкрапленники частично сосюритизированного альбита ясно различимы невооруженным глазом. Темноокрашенная основная масса породы характеризуется микролитовой, гналопидитовой структурой. Туфы, залегающие среди порфиридов, обладают буро-фиолетовым и грязно-зеленым цветом, литокластической псаммитовой структурой. Связующая масса туфов цементирует обломки андезитовых порфиридов. В верхней части покрова порфиридов развиты разности, содержащие множество фено-кристаллов кислого альбита, размерами до 1 см или крупные сростки этого минерала.

На темноокрашенных порфиридах и их туфах залегают пачка алевролитов и туфов фиолетового и зеленого цвета. Среди них встречаются малочисленные и маломощные покровы андезитовых порфиридов. Алевролиты состоят из слабо окатанных обломков кварца, плагиоклаза и эффузивных пород, сцементированных железисто-карбонатным материалом. Пестроокрашенные туфы этой пачки обладают литокристаллокластической и литокластической структурами. В их составе резко преобладают обломки андезитовых порфиридов и плагиоклазов.

На северо-западе Кызылшинского участка широким развитием пользуются псефитовые туфы с обломками альбитофиров и андезитовых порфиридов.

Видимая мощность вулканогенных образований аксайской свиты на северном крыле Кызылшинской синклинали равна 500—700 м.

Разрез южного крыла синклинали приводится по данным И. И. Белостоцкого (Белостоцкий и др., 1957).

Андезитовые порфириты, обнажающиеся около пос. Кокорю, имеют темно-фиолетовую окраску. В разрезе они чередуются с туфами и содержат маломощные прослой красноцветных песчаников. Мощность пачки этих пород равна 140 м. Выше залегают тонкослоистые алевролиты и песчаники желтой, темно-серой и буровато-зеленой окраски. Далее в разрезе следует покров кварцевых альбитофиров светло-фиолетовой и красновато-бурой окраски, перекрытый туфами кислого состава. Мощность пачки кислых эффузивов и их туфов составляет 530 м. Выше по разрезу вулканогенные образования сменяются красноцветными осадочными породами. Сначала резко преобладают алевролиты и песчаники, окрашенные в темно-бордовый, коричневый и лиловый цвета, затем пачки этих пород чередуются с красноцветными более яркой окраски. Среди обломочных пород залегают малочисленные покровы кварцевых альбитофиров мощностью от 10 до 40 м, прослой кислых псаммитовых и псифитовых туфов мощностью 5—7 м и два слоя известняков 5 и 30 м мощностью. Общая мощность красноцветной толщи, содержащей вулканогенные породы, равна 700 м. Выше развиты довольно разнообразные отложения песчано-алевролитового состава, окрашенные в различные тона красного и фиолетового цвета. Алевролиты количественно преобладают над песчаниками. Мощность слоев песчаников и алевролитов меняется от 0,5 до 4 м. Видимая мощность красноцветных отложений 800 м.

Общая мощность аксайской свиты на юге кызылшинского участка достигает 2300 м.

В низовьях р. Асхатин-гол на весьма ограниченной площади развиты рассланцованные фельзиты и кварцевые порфиры светлой окраски. По возрасту они сопоставляются с вулканогенными толщами аксайской свиты.

В петрохимическом отношении лавы аксайской свиты относятся к изверженным породам, пересыщенным глиноземом. При этом андезитовые порфириты отличаются повышенным содержанием щелочей, а кислые — непостоянным отношением калия к натрию.

Живетский ярус, нижний подъярус

Уйкараташская свита (Dzgv₁uk). Южнее пади Ташанта, в пределах пади Кызыл-Кипгал развиты вулканогенные красноцветные образования, которые по своему положению в разрезе девонских отложений и по составу сопоставлены с уйкараташской свитой Уйменского прогиба.

На территории листа М-45-XXIV к нижним горизонтам свиты относится пачка обломочных пород, среди которых преобладают фиолетовые песчаники и алевролиты, местами косослоистые. Им количественно подчинены песчаники и известковистые песчаники фиолетово-серой окраски. Мощность пачки 75 м.

На песчаниках и алевролитах лежат конгломераты. В составе обломочного материала конгломератов преобладают песчаники, алевролиты, кварцевые альбитофиды и андезитовые порфириты. Местами довольно в больших количествах встречаются галька и валуны белых кварцевых конгломератов, составляющих одну из специфических особенностей уландрыкской свиты. Величина валунов и гальки в конгломератах быстро уменьшается по мере удаления от подошвы пачки. Мощность пачки конгломератов равна 100 м.

Описанные песчаники, алевролиты и конгломераты распространены на северных склонах горы Хурен-Хайрхан, близ границы с Монгольской Народной Республикой. Отложения более высоких стратиграфических горизонтов свиты слагают восточное и северное обрамление пади Кызыл-Кипгал, а также развиты и несколько западнее — в пади Согонолу. Мощность этой части разреза уйкараташской свиты составляет 1700 м. Разрез начинается пачкой гравелитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов с малочисленными прослоями алевролитов. В нижней части пачки породы имеют лиловый цвет, а в верхней — коричнево-серый. В составе обломочного материала преобладают кислые эффузивы, кремнистые породы, песчаники. Мощность пачки составляет 300 м.

На ней лежит пачка алевролитов и песчаников серого цвета, обычно с зеленоватым и коричневым оттенком. В алевролитах, относящихся к основанию пачки, содержится флора среднего девона: *Nugenia* sp. (*Ilboarhyton*) (?) sp. (определение А. Л. Юриной). В верхней части пачки небольшим развитием пользуются лиловые алевролиты. Ее мощность равна 500 м.

Выше следует пачка тонкослоистых алевролитов и песчаников темно-серого и черного цвета. Она венчается известняками серой окраски. Мощность пачки равна 200 м.

На этих породах залегают пестроцветная пачка алевролитов, среди которых преобладают лиловые разности, местами непрерывно следующие в разрезе на протяжении 80—200 м. В нижней части пачки залегают тонкослоистые лиловые, зеленоватосерые и серые алевролиты, песчаники, известняки и гравелиты. В составе обломочного материала гравелитов установлено присутствие эффузивных пород и алевролитов. В верхней части пачки находятся тонкослоистые алевролиты черного цвета, содержащие растительные остатки, характерные для среднего и верхнего девона. Они относятся к роду *Pteridodachis* sp. Мощность пачки 700 м. Суммарная мощность описанной части разреза свиты примерно равна 2000 м. Выше лежит покров квар-

чаются зерна турмалина и эпидота. Цемент кремнистый и кремнисто-карбонатный базального типа.

Среди песчаников и алевролитов прослой гравелитов, содержащие обломки кварца и в значительном количестве эффузивных пород.

Органических остатков в отложениях подsvиты, не собрано, но она перекрыта алевролитами вышележащей подsvиты, содержащими члзевую фауну.

На талдуайском участке нижняя часть разреза подsvиты сложена зеленовато-серыми тонкозернистыми известковыми песчаниками, переслаивающимися с количественно подчиненными им известковыми алевролитами. Среди этих пород встречаются малочисленные линзы и прослои песчаных известняков. Выше залегают алевролиты зеленовато-серой и серой окраски, обычно известковистые. Видимая мощность подsvиты на талдуайском участке составляет 600 м.

На ташантинском участке нижняя часть разреза подsvиты видимой мощностью около 250 м сложена алевролитами фиолетового, зеленого и серого цвета; они образуют пачки мощностью от 10 до 60 м. На этих породах залегают пачка однородных известковистых алевролитов темно-серой окраски мощностью 200 м. Выше следуют тонкослоистые фиолетовые и зеленые алевролиты (суммарной мощностью 25 м), перекрытые пачкой фиолетовых алевролитов и песчаников мощностью 80 м. Разрез подsvиты на ташантинском участке венчают тонколитчатые алевролиты серого цвета мощностью 145 м и залегающая на них пачка алевролитов фиолетовой окраски около 100 м мощностью. Общая мощность подsvиты на ташантинском участке равна 1000 м. По возрасту подsvита отнесена к верхней части живетского яруса, поскольку она согласно перекрыта отложениями, содержащими члзевую фауну.

Средняя подsvита ($D_{2gv_2th_2}$). Отложения средней подsvиты развиты на западных склонах горного массива Талду-Аир, в долине р. Асхатин-гол и в верховьях пади Ташанта. Подsvита сложена алевролитами черной окраски и песчаниками темно-серого цвета. Значительным развитием песчаники пользуются только в нижней части ее разреза, где образуют среди алевролитов прослой мощностью 1—2 м.

Для пачек алевролитов наиболее типичны разности черного цвета, содержащие тончайшие прослои обломочного материала более светлой окраски и несколько более грубой зернистости. Мощность таких прослоев измеряется миллиметрами, причем в разрезе они встречаются через 4—6 см. Также характерны для подsvиты алевролиты с линзообразной формой слоев. В этих породах мощность слоев не превышает 1—2 см, а протяженность линзообразных тел измеряется первыми десятками сантиметров. Особенностью верхней части разреза подsvиты являются прослои белых и серых известняков.

цевых альбитофиров желтой, коричневой и светло-фиолетовой окраски видимой мощностью 400 м.

Алевролиты и песчаники уйкараташской свиты имеют карбонатно-кремнистый и известковистый цемент базального типа. В обломочном материале количественно резко преобладает кварц, постоянным компонентом является плагиоклаз, в некоторых разностях содержится турмалин.

По возрасту уйкараташская свита относится к нижнему живету, на что указывает обилие в ее составе обломочного материала верхнеэффузивных эффузивов и присутствие флоры среднего девона.

На кызылшинском участке, по данным И. И. Белостоцкого, уйкараташской свите соответствуют конгломераты, местами сохранявшиеся во впадинах древней эрозийной поверхности. Они залегают на породах аксайской свиты и перекрыты верхнеживетскими отложениями ташантинской свиты. Конгломераты состоят из обломков вулканогенных и красноцветных пород аксайской свиты, сцементированных туфогенным и песчаным материалом того же состава. Для этих пород характерна темная, почти черная окраска. Мощность нижнеживетских конгломератов не превышает 50 м.

Живетский ярус, верхний подъярус

Ташантинская серия (D_{2gv_2th}). Отложения живетского яруса, выделенные в ташантинскую свиту, развиты на западных склонах горного массива Талду-Аир, на правом склоне пади Ташанта и в восточной части долины р. Асхатин-гол. Они расчленены на три подsvиты. Нижняя подsvита состоит из песчаников и алевролитов преимущественно зеленой окраски, в значительной мере известковистых. Средняя подsvита сложена темноокрашенными обломочными породами. В верхней подsvите главную роль играют серые известковистые алевролиты. Общая мощность ташантинской свиты равна 2200 м.

На кызылшинском участке мощность ташантинской свиты не превышает 200—250 м.

Нижняя подsvита ($D_{2gv_2th_1}$). Нижняя подsvита составляет нижнюю часть разреза юстыдской серии в целом. На талдуайском участке она обнажается в пади Кундуяк и в ручье Сайлюгем, а на ташантинском — близ устья пади Кызыл-Кипгал, где она имеет тектонический контакт с аксайской свитой. На склонах горного массива Талду-Аир нижние горизонты подsvиты перекрыты пролювиальными отложениями.

Подsvита сложена преимущественно песчаниками и алевролитами, местами известковистыми, зеленой, зеленовато-серой и фиолетовой окраски. В обломочном материале пород подsvиты, так же как и во всех породах юстыдской серии, резко преобладает кварц; подчиненную роль играют плагиоклазы, встре-

В пределах горного массива Талду-Аир нижняя часть разреза подсытита песчаниками и алевролитами, чередующимися друг с другом. Здесь довольно широким развитием пользуются разности алевролитов с линзобразным характером слоистости. Мощность слоев не превышает 2—5 см. Более мощные слои, порядком 1—1,5 м, образуют массивные алевролиты черного цвета и серые песчаники. Ограниченным распространением среди отложений подсытита пользуются породы, обладающие кривой слоистостью и текстурами деформаций неотвердевшего осадка. Верхняя часть разреза подсытита на талдуайском участке состоит из однородных алевролитов серого и темно-серого цвета, содержащих два прослоя известняков. Один из них сложен темно-серыми песчанистыми известняками, содержащими фауну брахиопод: *Lamellispirifer micronatus* Conr., *Euryspirifer cf. audaculus* Conr., *Chonetes* sp.

В 50 м выше залегают известняки светлой окраски, почти лишенные обломочного и асхатинин-гольского участков двучленное

деление разреза подсытита выражено недостаточно четко, но значительное развитие в нижней его части песчаников, а в верхней — резкое преобладание алевролитов и здесь является характерной особенностью подсытита. Прослой известняков хорошо заметны среди обломочных пород в пределах долины р. Асхатинин-гол; в пади Ташанта им соответствуют горизонты известняков известняков с отдельными небольшими по мощности линзами известняков темно-серого цвета. В этой части разреза содержится многочисленная фауна: *Euryspirifer cheehiel* Kon., var. *mesoloba* Kon., *Brachyspirifer audaculus* (Conr.), *Lamellispirifer cf. vassinnensis* Rzon., *Platyrochella martianovi* (Stuck.), *Leptaena rhomboidalis* Wilckens, *Retzia* sp., *Avicula* sp., *Lioclenia jakovlevi* (Schoenmann), *Fistulipora* (?) sp., *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., F. ex gr. *anatipertusus* Le-compt., F. cf. *jedotovi* Tschern.; Филлоподы: *Pseudostheria fallax* Novoj., *Sphaerestheria celsa* Novoj., *Trigonostheria timanica* (Lutkev.), *T. kysylensis* Novoj., *Sphaerestheria* sp., *Loxomicroglypta* sp.

Мощность средней подсытита ташантинской свиты составляет 750—800 м. Ее возраст, судя по фауне, верхнеживетский. Верхняя подсытита (*D₂g₂th₃*). Отложения верхней подсытита широко распространены на талдуайском, ташантинском и асхатинин-гольском участках. Она характеризуется весьма однородным составом, в котором главную роль играют известняки тонко-слоистые алевролиты, тонкослоистые или массивные, местами тонко-плитчатые. При этом слоистость обусловлена частым чередованием в породе материала тонкой и более грубой зернистости и соответствует — светло-серого и серого цвета. Близ поверхности выветривания алевролиты имеют более светлую (белесую) окраску, что является одной из особенностей подсытита.

Резко подчиненную роль в разрезе подсытита играют песчаники и известняки, образующие линзобразные прослои среди алевролитов. В известняках всегда присутствует примесь обломочного материала. По минералогическому составу обломочный материал в алевролитах и известняках однороден и отличается только размером и количественным содержанием в породе.

На правобережье ключа Станового (талдуайский участок) в нижней части разреза подсытита среди алевролитов залегают прослои известняков мощностью 10—30 см. Известняки содержат фауну брахиопод, кораллов: *Lamellispirifer* (?) sp., *Productus* (?) sp., *Camartoechia* sp., *Rugosa* gen. et sp. indet.

На левом склоне пади Кундуяк в верхней и нижней частях разреза подсытита песчанистые известняки, образующие среди алевролитов маломощные прослои, содержат фауну брахиопод. В средней части разреза в алевролитах заключены крупные одиночные кораллы: *Zmeionogorskia* Bubl., *Sprassky*, *Altaerphyl-lum belgebschicum* *Juania*, *Nalivkinella profunda* Soskh., *Rugosa* gen. et sp. indet.

На ташантинском участке в верхней части разреза подсытита значительную роль играют песчаники и аргиллиты. В целом разрез характеризуется повышенной ролью известняков. В прослоях карбонатных пород содержится фауна верхнеживетского возраста. *Euryspirifer* cf. *cheehiel* Kon., *Spirifer muregi* Hall., *Brachyspirifer audaculus* (Conr.), *Lamellispirifer* sp. *Chonetes* sp., *Productella* sp., *Elytha* sp. *Lioclema bugusunica* Nekhoshchev, *Favosites* sp., *Syringopora* sp.

Общая мощность подсытита равна 700 м.

На кызылшинском участке ташантинская свита на подсытита не расчленена. Здесь ее разрез весьма изменчив, так же как и мощность, которая колеблется от 50 до 250 м. Местами отложения свиты выклиниваются и более молодые породы бар-бурагинской свиты налегают непосредственно на эйфельские вулканогенные образования. Наиболее полный разрез ташантинской свиты описан в районе излучины р. Кызыл-Шин (Бело-стоцкий и др., 1957).

1. Пачка базальных конгломератов. Мощностью от 0 до 80 м.

2. Известняки темно-серого цвета с обильной фауной брахиопод и гастропод: *Platyrochella martianovi* Stuck., *Euryspirifer* ex gr. *audaculus* Conr., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Isorthis sibirica* Khalif., *Waagenosconcha* sp., *Pleurotomaria* sp. (?) Мощность 2 м.

3. Крупнозернистые полимиктовые песчаники, известняки зеленовато-серые. В верхней части пачки песчаников содержится обильная фауна брахиопод: *Platyrochella martianovi* (Stuck.), *Schizophoria striatula* Schlot., *Isorthis sibirica* Khalif., *Atrypa zonata* Schnur, *Lamellispirifer* sp. nov., *Spirifer* sp., *Schizodus* sp. Мощность 55 м.

4. Среднезернистые известковистые песчаники темно-серого цвета с многочисленной фауной: *Spirifer* sp., *Camarotoechia* sp., *Liolema bigusuna* Nekh., *Amplexoropa* cf. *kisilschinica* Nekh. Мощность 18 м.

5. Битуминозные алевролиты и известняки черного цвета с фауной: *Platyrochella martianovi* Stuck., *Waagenosconcha* sp., *Favosites fedotovi* Tschern. Мощность 18 м.

6. Алевролиты и мергели черного цвета. Мощность 78 м.

7. Битуминозные известняки черного цвета, плитчатые, с прослоями мергелей в верхней части пачки. Мощность 27 м.

8. Известковистые песчаники и песчанистые известняки с фауной: *Euryspirifer cheehiel* Kop. Мощность 18 м.

9. Песчанистые известняки темно-серой окраски и черные мергели с богатой фауной: *Euryspirifer cheehiel* Kop., *E. ex gr. andaculus* Conr., *Platyrochella martianovi* Stuck., *Atrypa ex gr. reticularis* Linne, *Isorthis sibirica* Khalif., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Schizophoria striatula* Schlot., *Camarotoechia* sp., *Retzia* sp. Мощность 35 м.

Средний и верхний девон

Юстыдская серия

Единая серия осадочных пород, главным образом обломочного характера, слагающая всю среднюю и восточную части территории листа М-45-XXIV, имеет живетский и верхнедевонский возраст. Еще в 1935 г. эти отложения, залегающие без следов перерывов в осадконакоплении и без угловых несогласий, были выделены в юстыдскую свиту (Краснопеева, 1934). Впоследствии она была переименована в юстыдскую серию (Красильников, 1955).

С учетом особенностей литологического состава, а также на основании сборов фауны и флоры юстыдская серия расчленена на три свиты: ташангинскую верхнеживетского возраста, барбургазинскую — франского возраста и богутинскую, охватывающую интервал времени от конца франского до фаменского века включительно.

Стратиграфический контакт юстыдской серии с более древними образованиями на исследованной территории не обнажается, если не считать кызылшинского участка, где породы живетского яруса трансгрессивно ложатся на красноцветы эйфельского возраста. Более молодые отложения, перекрывающие породы юстыдской серии, имеют третий возраст.

Разрез юстыдской серии, обладающей суммарной мощностью около 6000 м, в пределах исследованного района является незначительно; исключение из этого правила представляют собой кызылшинский разрез, отличающийся некоторыми специфическими особенностями.

Верхний девон

Франский ярус

Бар-бургазинская свита (D_3frbr). Отложения франского века, выделенные в бар-бургазинскую свиту, имеют значительно более широкое распространение, чем отложения ниже лежащей ташангинской свиты. Породы бар-бургазинской свиты слагают горный массив Талду-Аир, занимают значительную площадь на водоразделе рек Юстыд и Бар-Бургазы, встречаются в верховьях рек Куру-Узек, Янг-Су, Асхатин-гол и в районе оз. Богуты.

На породах ташангинской свиты отложения бар-бургазинской свиты залегают согласно. Граница между свитами устанавливается четко по резкой смене окраски пород и комплексов фауны, характеризующих эти образования.

Бар-бургазинская свита расчленена на две подсвиты: нижнюю — пестроцветную и верхнюю, сложенную породами серой окраски.

Мощность бар-бургазинской свиты составляет 2300 м; на кызылшинском участке она не превышает 1200 м.

Нижняя подсвита (D_3frbr_1). Отложения нижней подсвиты обнажаются на западных склонах горного массива Талду-Аир, на ташангинском участке и в долине р. Асхатин-гол. В ее составе главную роль играют алевролиты зеленого и фиолетового цвета, содержащие прослой песчаников той же окраски.

Несмотря на пестроцветный характер подсвиты, при визуальных наблюдениях она не выделяется среди толщ, сложенных серыми и черными обломочными породами.

Наиболее типичны для подсвиты тонкозернистые алевролиты с хорошо выраженной тонкой слонистостью. Мощность прослоев, отличающихся главным образом интенсивностью окраски, измеряется миллиметрами и несколькими сантиметрами.

Песчаники, образующие немногочисленные, маломощные прослой среди алевролитов, всегда содержат более или менее значительную примесь карбонатного материала.

Наиболее яркой окраской отличаются алевролиты, слагающие среднюю часть разреза подсвиты, причем породы зеленого и фиолетового цвета сменяют друг друга не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении.

В долине Асхатин-гол зеленые и фиолетовые алевролиты значительно ороговикованы и во многих разрезах утратили первоначальный состав и окраску.

На ташангинском участке в разрезе подсвиты песчаники играют более значительную роль, чем на всей остальной площади ее развития. В нижней части разреза здесь собрана фауна рыб из рода *Bothriolepis*, указывающая на нижнефранский возраст содержащих ее отложений. Мощность нижней подсвиты бар-бургазинской свиты 800 м.

На кызылшинском участке подсвета представлена пестроокрашенными породами яркого зеленовато-желтого, темно-бурового, реже — вишнево-красного цвета, также содержащими остатки рыб из рода *Bothriolepis*. Слои пород различного цвета ритмично чередуются в разрезе. Мощность подсветы на кызылшинском участке 150—200 м. Здесь она трансгрессивно ложится на отложения аксайской и ташантинской свит.

Верхняя подсвета (D_3fbr_2). Отложения верхней подсветы слагают значительные площади на западных склонах горного массива Талду-Аир, на ташантинском участке и в бассейнах рек Юстыд, Куру-Узек, Корум-Ту, Богуты и Асхатин-гол.

В разрезе подсветы преобладают темноокрашенные алевролиты; количественно им подчинены песчаники и известняки серого цвета. Наиболее характерными породами для этих отложений являются черные тонкозернистые алевролиты, содержащие прослой серых грубозернистых алевролитов, мощностью в несколько миллиметров. Эти прослой отмечены в разрезе через 5—8 см. Несколько меньшую роль в составе подсветы играют тонкослоистые алевролиты с линзообразным характером слоистости, они венчают разрез подсветы почти на всех участках ее развития. Небольшие пачки мощностью в несколько метров слагают массивные и тонколитчатые алевролиты черного цвета.

На талдуайрском участке основную часть разреза слагают черные алевролиты с тончайшими прослоями более грубозернистого материала серой окраски. Среди этих пород залегают малочисленные пачки песчаников и массивных алевролитов. В верхней части разреза залегают алевролиты с линзообразным характером слоистости. Несколько маломощных горизонтов алевролитов содержат фауну плохой сохранности: *Lamellispirifer* sp., *Retzia* sp., *Avicula* sp.

На побережье р. Юстыд, близ устья р. Нарын-Гол в песчаных известняках черного цвета, залегающих среди алевролитов, содержится более разнообразная фауна: *Cyrtospirifer* (?) sp., *Lamellispirifer* sp., *Athyris* sp., *Camarotoechia* sp.

На ташантинском участке в нижней части разреза подсветы залегают алевролиты массивные тонколитчатые с прослоями белых кварцитовидных песчаников мощностью 30—70 см и с единичными прослоями темно-серых известняков. Выше следует пачка алевролитов с линзообразным характером слоистости, на которых залегают песчаники серого цвета, содержащие малочисленные прослой алевролитов; они вновь сменяются тонкослоистыми алевролитами. Все эти породы слагают пачки мощностью 200—300 м каждая.

В восточной части исследованной территории в разрезе подсветы видную роль играют массивные и тонколитчатые алевролиты черного цвета, местами чередующиеся с песчаниками серой окраски.

В долине р. Асхатин-гол в средней части разреза подсветы в пачке известковистых алевролитов, содержащих несколько маломощных прослоев известняков, собрана фауна брахиопод, криноидей и мшанок французского возраста.

Мощность пачки примерно 100 м, мощность слоев, содержащих фауну, не превышает 0,5 м. В сборах фауны определены следующие формы: *Spirifer* cf. *fimbriata* Conr., *Lamellispirifer mucronatus* Conr., *L. cf. ales* Khalif., *Athyris concentrica* (Buch.), *Productella* sp. Hall., *Elytha* cf. *indifera* (Roem.), *Chonetes* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Camarotoechia* sp., *Productella* sp., *Schizophoria* sp., *Leptaena* sp.

Мощность верхней подсветы бар-бургазинской свиты 1500 м. На кызылшинском участке верхней подсветы соответствуют песчано-алевритовые отложения серой и темной зеленовато-серой окраски, суммарной мощностью 950—1000 м (Белостоцкий и др., 1957).

В основании разреза подсветы залегают черные сланцеватые алевролиты, местами содержащие известковистые конкреции и маломощные прослой известняков с фауной: *Cyrtospirifer lictor* Nal., *Theodossia anossofi* Verp., *Retzia* sp., *Athyris* sp. Мощность этих отложений равна 200 м. Они перекрыты темными зеленовато-серыми алевролитами с пластами плотных известняков серого цвета, содержащих фауну брахиопод: *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* Verp., *C. cf. achmet* Nal., *Anathyrus foliata* Phil., *Athyris* sp., *Lamellispirifer* ex gr. *mesocostalis* Hall., *Productella* cf. *onusta* Hall. Мощность средней части разреза подсветы равна 400—500 м. Верхние части разреза мощностью 350—400 м сложены темными зеленовато-серыми известковистыми песчаниками и алевролитами. Среди них встречаются слои и пачки алевролитов красного цвета и слои известняков с фауной брахиопод и мшанок: *Spirifer* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Fistulipora intermedia* Nekhogoshev.

Франский и фаменский ярусы

Богутинская свита (D_3bg). Отложения богутинской свиты занимают значительные площади на восточных и южных склонах горного массива Талду-Аир и несколько меньшие на западных склонах хр. Чихачева. Небольшим распространением они пользуются в бассейнах рек Корум-Ту и Янг-Су.

Богутинская свита сложена алевролитами и песчаниками серого цвета близ поверхностей выветривания, имеющими коричневою, бурую и желтую окраску. Для этих пород особенно характерны широкое развитие косой слоистости, многочисленые знаки ряби, разнообразные текстуры деформаций слоистости в стадии диагенеза. Косая слоистость относится преимущественно к криволинейно-перекрестному типу слабых волнений, реже — к перекрестному типу слабых течений. Текстуры

из них резко преобладают псилофиты среднедевонского возраста: *Hostimella hostimensis* Pot. et Berg., *Pteridograchis* sp., в небольшом количестве присутствуют папоротники *Archaeopteris* sp. Второй комплекс представлен папоротниками фаменского возраста: *Archaeopteris Roemeriana* Lesq., *A. cf. fissifolia* Schmalh., и небольшим количеством псилофитов: *Hostimella* sp., *Pteridograchis* sp.

На основании определений органических остатков, содержащихся в богутинской свите, а также, учитывая ее согласное залегание на отложениях франского яруса, следует считать возраст свиты верхнефранским — фаменским. Мощность богутинской свиты равна 2000 м.

КАИНОЗОИ

Среди отложений кайнозойского возраста резко преобладают четвертичные озерные и ледниковые образования. Неогеновые отложения пользуются ограниченным распространением.

Неогеновая система

Верхний миоцен — нижний плиоцен неразделенные

Туерыкская свита (N_{1-2tr}). Неогеновые отложения развиты в бассейне р. Кызыл-Шин. В 2,5 км к югу от пос. Узун-Тал на ограниченной площади обнажается толща горизонтально залегающих пестрых глин и песков. В ее основании залегают зеленовато-серые глины с маломощными прослоями рыхлых мергелистых суглинков и желтых песков. Верхняя часть разреза сложена грубыми песками и супесями зеленовато-серого цвета. Видимая мощность описанных отложений 10—12 м. Подобные образования встречаются в урочище Джылкыдал и севернее дороги в пос. Кокорю.

Литоогический состав и условия залегания свидетельствуют об озерном генезисе описанных отложений и позволяют сопоставить их с верхами туерыкской свиты, широко распространенной в северо-западной части Чуйской впадины. В стратиграфической схеме, разработанной для третичных отложений Чуйской котловины Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957 г.), туерыкская свита находится непосредственно выше миоценовых слоев и содержит *Viviparidae* группы *barboti megreasi*, позволяющие отнести нижнюю часть толщи к верхам миоцена или к основанию плиоцена.

Четвертичная система

Среди отложений четвертичного возраста выделено несколько генетических групп. Широким распространением пользуются отложения древнего Чуйского озера, а также леднико-

пород, характеризующие деформации неотвердевшего осадка, весьма разнообразны, но преобладают формы микрооползневато сматия. Кроме того, для богутинской свиты характерны мелкие линзообразные прослои и неправильной формы участки известкового материала, залегающие среди алевролитов, колличественное преобладание тонкослоистых разновидностей обломочных пород в разрезе и довольно широкое развитие массивных черных изветковистых алевролитов с синеватым оттенком в верхней его части.

Маломощные (10—15 см) горизонты известковистых песчаников с фауной присутствуют лишь в нижней части разреза свиты. Фауна имеет резко угнетенный облик, мелкая, бедная видами. В средней и верхней частях разреза фауны нет совсем, но содержится большое количество растительных остатков, преимущественно детрита.

На талдуайском участке нижняя треть разреза свиты сложена серыми алевролитами, тонкоплитчатыми, тонкослоистыми, местами массивными, среди которых залегают немногочисленные прослои тонкозернистых песчаников мощностью 5—20 см. В песчаниках содержится обильный растительный детрит. В средней части разреза тонкозернистые массивные песчанники темной зеленовато-серой окраски, содержащие растительные остатки, переслаиваются с серыми косослоистыми алевролитами. Слои песчаников имеют мощность 1—5 м, а алевролиты образуют прослой мощностью 0,5 м. В алевролитах содержится фауна плохой сохранности: *Productella* sp., *Retzia* sp. Верхняя часть разреза сложена однородными темно-серыми косослоистыми алевролитами, местами массивными известковистыми алевролитами, почти черной окраски с синеватым оттенком.

На богутинском участке трехчленный характер разреза свиты выражен менее четко, главным образом вследствие повышенной роли песчанников во всех его частях. В чередовании песчанников и алевролитов здесь существует грубая ритмичность. Песчанники, залегающие в основании ритмов, обычно содержат обломки алевролитов, являющихся верхним членом ритмов. Местами в прослоях алевролитов содержится фауна плохой сохранности: *Lamellispirifer* sp.

На левом склоне долины р. Юстыд песчанники также играют значительную роль в разрезе свиты. Темно-серые алевролиты в ее основании содержат прослой черных песчанистых известняков мощностью 5—10 см. В известняках содержится фауна: *Cyrtospirifer* cf. *schelonius* NaI.

В бассейне рек Корум-Ту и Янт-Су отложения богутинской свиты значительно метаморфизованы.

В породах богутинской свиты на талдуайском и богутинском участках С. П. Красильниковым собрана флора, представляющая отпечатками папоротников и псилофитов. По определению А. Юриной, флора делится на два комплекса. В первом

вые и водно-ледниковые образования. По возрасту они относятся к нижнему, среднему и верхнему отделам четвертичной системы.

Нижний отдел

Отложения нижнечетвертичного возраста развиты на весьма ограниченной площади в низовьях долины р. Кольдук, где залегают в западинах древнего рельефа. На правом берегу реки в основании разреза залегают гравий и галька, образующие слой мощностью 3—5 м. Выше в разрезе следуют бурые суглинки с линзами гравия и гальки, на которых лежат лёссовидные суглинки. Мощность суглинков 3 м. На левобережье р. Кольдук отложения того же возраста представлены бурыми суглинками и супесями с линзами песков.

По литологическому составу и генезису образования р. Кольдук сопоставляются с верхней пролювиальной подсвитой бекенской свиты, имеющей нижнечетвертичный возраст (Лунгергаузен, 1957).

Средний отдел

Четвертичные породы, относящиеся к нижней части разреза отложений древнего Чуйского озера, составляют озерные террасы, развитые на территории Чуйской котловины. Более высокие горизонты разреза обнажены в центральной части этой депрессии.

Озерные террасы в нижней своей части сложены мелкозернистыми песками и супесями с малочисленной галькой и гравием. Верхняя часть террас состоит из галечников с гравием и валунами. В составе высоких террас грубый материал играет значительно более важную роль, чем в составе низких террас.

Верхняя часть разреза отложений, выполняющих Чуйскую котловину, местами обнажается в долинах рек Юстыда и Бар-Бургазы. Здесь внизу залегают косослонистые супеси и пески с линзами гравия и гальки, а на них — супеси с пылеватыми суглинками, вмещающие гравийно-галечный материал. Максимальная видимая мощность описанных озерных отложений не превышает 4—5 м.

Возраст осадков Чуйского озера устанавливается на основании их положения в разрезе четвертичных отложений юго-восточной части Горного Алтая.

В урочище Чагалды-Кабу (лист М-45-ХVII) в цоколе озерных террас залегают породы нижнечетвертичной пролювиальной толщи верхнебекенской подсвиты (Лунгергаузен, 1957). В устье р. Бар-Бургазы уступы низких озерных террас соответствуют верхним речным террасам. Речной аллювий вверх по долине постепенно замещается водно-ледниковыми отложениями среднечетвертичного возраста. В ряде случаев имеют место фациальные замещения озерных отложений водно-ледниковыми,

но обычно последние бывают несколько моложе. Таким образом, основной период накопления отложений древнего Чуйского озера ограничивается началом и серединой среднечетвертичного времени. При этом допускается возможность существования озера в конце нижнего отдела четвертичной системы, а также продолжение накопления озерных осадков (в небольших масштабах) вплоть до современной эпохи.

Ледниковые отложения максимального оледенения. Области распространения отложений максимального оледенения являются крупные моренные поле у подножий хр. Чихачева, а также небольшие поля в низовьях р. Асхатингол и в бассейне р. Янг-Су.

Состав морены максимального оледенения однообразен. Вблизи горных склонов она сложена валунными и валунно-галечниковыми суглинками. По мере удаления от горных массивов в составе морены начинают преобладать хорошо окатанные валуны средней величины. Почти все валуны сложены последовательными гранитами и только очень небольшое количество их состоит из роговиков. Мощность морены колеблется от 10 до 80 м. Пользующиеся ограниченным развитием камовые отложения представлены хорошо промытыми разнозернистыми песчаниками с гравием и галькой. Озы сложены плохо сортированными гравийно-песчано-галечниковыми образованиями.

По сопоставлению с катунской мореной, описанной Е. Н. Шуйкиной (1952), возраст отложений максимального оледенения определяется как среднечетвертичный.

Средний и верхний отделы неразделенные

Водно-ледниковые отложения, формировавшиеся в периоды максимального и постмаксимального оледенений, распространяются по окраинам главного моренного поля и в долинах крупных рек. У края моренного поля они представлены валунами и галечниками, почти без мелкозернистого заполнителя. На левобережье р. Юстыд близ скотного карантина обнажается песчано-гравийно-галечная толща видимой мощностью около 10 м.

Водно-ледниковые отложения максимального и постмаксимального оледенений за пределами ледниковой области расчленить нельзя, поэтому их возраст условно принят как среднечетвертичный.

Верхний отдел

Ледниковые отложения постмаксимального оледенения. Морена постмаксимального оледенения развита в верховьях рек, стекающих с хр. Чихачева и горного массива Талду-Аир. В долине р. Богуты она образует ряд вытя-

нутых боковых валов. Плохо сохранившиеся кончоморенные валы фиксируются около оз. Кындыкты-Куль и в долине р. Бар-Бургазы. В долине р. Асхатин-Гол она подпруживает оз. Эхини-Ногон-Нур.

Состав морены преимущественно супесчаный с большим количеством крупных валунов и гальки гранитов, обычно слабо окатанных. Мощность морены достигает 40 м.

Возраст морены постмаксимального оледенения определяется как верхнечетвертичный на основании сопоставления ее с майминской мореной, выделенной Е. Н. Шукиной (1952).

Водно-ледниковые отложения постмаксимального оледенения. Эти отложения связаны с мореной постмаксимального оледенения; они встречаются только в пределах ледниковой области в долинах рек Богуты, Нарын-гол и Бар-Бургазы. Водно-ледниковые отложения постмаксимального оледенения представлены грубым гравийно-галечным и песчаным материалом. Их мощность не превышает 15—20 м.

Современный отдел

Аллювиальные отложения составляют низкие террасы и поймы крупных рек. В верховьях рек они представлены перемытыми песками и галечниками с крупными валунами. В среднем течении рек в аллювии преобладает гравийно-галечный материал с песчаным заполнителем.

В пределах Чуйской степи, где располагаются низовья крупных рек, их поймы сложены тонкими супесями и илами с маломощными прослоями торфяников и глин. По составу эти отложения приближаются к болотно-озерному типу.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы составляют не более 5% исследованной площади. Они относятся к трем интрузивным комплексам, досилурийского, среднедевонского и последевонского возрастов.

Досилурийский возраст имеют щелочные граниты, рвущие породы ордовика в низовьях р. Асхатин-гол. Площадь выходов их незначительна.

Среднедевонские щелочные аляскитовые граниты составляют большие массивы в долинах рек Уландрык и Кокури; пространственно они связаны с вулканогенными образованиями аксайской свиты.

Последевонские неравномерностерные биотитовые граниты рвут франские и фаменские отложения в осевой части хр. Чихачева. Здесь они составляют ряд массивов площадью до 30 км² и сопровождаются жильной фацией кислого и основного состава.

ДОСИЛУРИЙСКИЕ ГРАНИТЫ (Ga?)

Щелочные граниты досилурийского возраста прорывают отложения кембро-ордовика в низовьях р. Асхатин-гол. Наиболее крупный массив, сложенный этими породами, ограничен с запада региональным разломом, отделяющим варисские структуры Горного Алтая от каледонских образований Тувы. Площадь массива не превышает 1 км².

Досилурийские граниты окрашены в розовато-коричневый цвет, имеют среднезернистое сложение и отличаются лейкокрастовым составом. Они в значительной мере катаклазированы, поверхности многочисленных трещин в породах покрыты окислами железа.

Граниты обладают гипидиоморфнозернистой микропегматитовой структурой. Калиевый полевой шпат составляет около 70% от объема породы, 28% падает на долю кварца, в количестве 1—2% присутствует кислый альбит. Из числа аксессуарных минералов в составе гранитов установлен сфен. По химическому составу они принадлежат к группе щелочных гранитов, пересыщенных глиноземом (см. табл. на стр. 16—19). Эти породы сопоставляются с таннуольским комплексом гранитоидов Тувы. К досилурийским интрузивным образованиям условно отнесена также крупная дайка неравномерностерных гранитов розовой и белой окраски, залегающая в зоне тектонического контакта горноалтайской и уйкараташской свит между падами Согонолу и Кызыл-Кипгал. Дайка имеет протяженность 5 км и мощность около 100 м. Граниты обладают катакlastической структурой и состоят из кварца, альбита и количественно подчиненного им микроклина.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Щелочные аляскитовые граниты вскрыты долиной р. Уландрык в среднем ее течении. Они составляют небольшой массив протяженностью около 4 км и шириной не более 1 км.

Уландрыкский массив сложен розовыми лейкокрастовыми порфиривидными гранитами. В центральной части массива породы имеют мелкозернистое сложение. Размер подавляющей части кристаллов не превышает 1 мм, величина порфиривидных выделений измеряется 2—3 мм. На периферии массива породы постепенно приобретают почти плотное сложение. Повсеместно в гранитах встречаются мелкие миоарлитовые пустотки.

Граниты Уландрыкского массива обладают микропегматитовой, микрографической структурой. Главную роль в их составе играют полевые шпаты, причем калиевый полевой шпат составляет 50—60% от объема породы, а на долю альбита № 8 приходится 3—5%. Кварц, как правило, находится в микропегматитовом срастании с полевыми шпатами, преимущественно

калевыми, и составляет 30—40 % всех породообразующих минералов. Состав группы акцессорных минералов приведен в таблице на стр. 16—19.

По химическому составу породы уландрьского массива относятся к группе щелочных гранитов, пересыщенных глиноземом (см. табл. на стр. 16—19).

Активный контакт уландрьских гранитов с вмещающими породами установлен в нескольких обнажениях, где выделяется зона роговиков мощностью 25—39 м. Присутствие обломков щелочных аляскитовых гранитов в конгломератах ташантинской свиты установлено на территории листа М-45-XXIII в бассейне р. Аксай (Черноморский и др., 1952).

Среднедевонские гранитоиды слагают небольшой массив в долине р. Кокури близ ее устья. Состав и структура пород в пределах массива колеблется весьма широко. Западная и средняя его части сложены белыми и желтыми гранитами и альбитами, а восточная — контактированными неравномерно-зернистыми плагиогранитами зеленовато-серой окраски.

Лейкократовые граниты и альбититы макроскопически очень похожи на граниты уландрьского массива. Они почти лишены темноцветных компонентов, имеют миаролитовые пустоты, отличаются мелкозернистым порфировидным сложением.

Граниты обладают микропегматитовой, микрографической структурой, в их составе почти равные роли играют нерешетчатый микроклин и кварц; им подчинен альбит № 5, слагающий 15—20 % объема породы.

Альбититы имеют гипидиоморфнозернистую, призматически-зернистую структуру и почти полностью сложены альбитом № 5. Местами в их составе содержится кварц, составляющий не более 3 % от объема породы.

Плагиограниты характеризуются гипидиоморфнозернистой, микропегматитовой структурой. Альбит № 5 присутствует в породе в количестве 60—65 %, нерешетчатый микроклин составляет не более 5 % ее объема, содержание кварца не превышает 30 %. Темноцветный минерал полностью замещен хлоритом, однако по габитусу кристаллов его можно определить как биотит.

Состав группы акцессорных минералов Кокуринской интрузии приведен в таблице (см. стр. 16—19).

С точки зрения химизма для пород, слагающих этот небольшой массив, характерны пересыщенность глиноземом, повышенная щелочность и резкое преобладание калия над натрием среди щелочей (см. табл. на стр. 16—19).

Нахождение Уландрьского и Кызылшинского интрузивных массивов в одинаковой структурной обстановке, сходство их морфологии, пространственная связь с одной вулканогенной толщей, а также химическое и петрографическое родство позволяют отнести оба массива к единому среднедевонскому интрузивному комплексу.

ПОСЛЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ (прДв)

Неравномернозернистые микроклиновые биотитовые граниты последевонского возраста слагают небольшие массивы в осевой части хр. Чихачева и на левом склоне долины р. Асхатин-гол. Величина площадей выходов этих интрузивных пород на дневную поверхность варьирует от 3—4 до 20—30 км²; выходы имеют неправильную форму, некоторые из них характеризуются почти изометрическими очертаниями.

Поверхности интрузивных контактов круто падают в стороны вмещающих пород. Это устанавливается путем непосредственных наблюдений в немногочисленных крупных обнажениях и по взаимоотношению контактовых поверхностей с элементами рельефа. Пологое падение интрузивного контакта в периферической части гранитного массива отмечается только в районе горы Богуты. В пределах центральных частей массивов залегание кровли, видимо, характеризуется малыми углами наклона. Об этом свидетельствует нахождение мелких останцов кровли на гранитных массивах в верховьях рек Корум-Ту и Куру-Узек. Широкие ореолы контактового метаморфизма близ мелких гранитных массивов на левом склоне долины р. Асхатин-гол также служат доказательством близости к дневной поверхности значительных площадей интрузивного контакта.

Во многих случаях очертания контактов усложняются за счет содержания в краевых частях интрузий крупных блоков боковых пород.

Средние части интрузий сложены крупнозернистыми гранитами серой окраски. Приконтактные фации гранитов представлены порфировидными крупнозернистыми и мелкозернистыми порфиритами, причем мелкозернистые порфиритовидные граниты обычно пользуются более широким распространением и находятся ближе к контактам. Непосредственно в зоне эндоконтакта залегают лейкократовые или обогащенные темноцветным компонентом мелкозернистые и среднезернистые граниты, иногда характеризующиеся ориентированным расположением агрегатов зерен кварца и полевых шпатов.

Порфиритовидные граниты, содержащие крупные выделения полевых шпатов, слагают значительные поля в пределах интрузивных массивов, расположенных в верховьях рек Корум-Ту и Куру-Узек. Небольшие интрузии на левом склоне долины Асхатин-Гол в основном сложены мелкозернистыми порфиритовидными гранитами, бедными темноцветным минералом. Такие же породы характерны для эндоконтактных зон массивов в бассейне р. Богуты.

Крупнозернистые и среднезернистые граниты обладают гипидиоморфнозернистой структурой. Микроклин составляет около 50 % от объема породы, основной олигоклаз примерно 15—20 %, содержание кварца не поднимается выше 35 %, а биотита

выше 2—3%. Микроклин местами находится в сростании с кварцем или олигоклазом. Состав группы аксессуарных минералов приведен в таблице на стр. 16—19.

В порфировидных гранитах структура мелкозернистой части породы обычно аллотриоморфнозернистая с элементами катклатической. Особенно резко катаклиз проявляется в лейкократовых гранитах с ориентированным расположением зерен породобразующих минералов.

К особенностям химического состава верхнедевонских гранитов следует отнести бедность известью, пересыщенность глиноземом и резкое количественное преобладание калия над натрием среди щелочей (см. табл. на стр. 16—19).

Нижняя граница возраста микроклинитовых гранитов определяется франским ярусом; они рвут фаунистически охарактеризованные отложения франского яруса и залегающие выше породы с фаменской флорой. Верхняя граница возраста условно принята соответствующей границе между девоном и карбоном, поскольку в нижнем карбоне вся территория Горного Алтая являлась частью молодой варисской платформы. Отложения нижнего карбона на территории Горного Алтая и, в частности, на северных склонах горного массива Талду-Аир (лист М-45-XVIIII) представлены платформенными фациями (Вишневский и др., 1958).

Абсолютный возраст микроклинитовых гранитов из южной части Куруузекского массива, определенный Н. И. Полевой в лаборатории ВСЕГЕИ аргонным методом, составляет 235 млн. лет*.

Дайковая фация микроклинитовых гранитов на исследованной площади представлена бедно. Малочисленные, небольшого размера пегматитовые жилы встречаются как в пределах гранитных массивов, так и вблизи них во вмещающих породах. Они имеют преимущественно кварцево-микроклинитовый состав.

В северной части интрузива, расположенного в верховьях р. Корум-Ту, граниты рассечены большим количеством кварцевых жил, содержащих турмалин. Вблизи жил граниты также обогащены этим минералом. Мощность кварцевых жил измеряется единицами сантиметров, а протяженность не превышает 3—5 м.

Пространственно и, видимо, генетически с микроклинитовыми гранитами связаны дайки диабазов. Они секут граниты и верхнедевонские отложения, вмещающие интрузивные массивы. Мощность даек составляет 1—2 м, протяженность же в отдельных случаях измеряется несколькими километрами. Вдали от видимых выходов микроклинитовых гранитов на дневную поверхность дайки диабазов обнажаются только на западных склонах горного массива Талду-Аир, в бассейне ключа Станового, и на левом склоне долины р. Уландрык.

* Из сборов ст. научн. сотр. ВСЕГЕИ В. С. Домарева и К. Н. Вифанского.

Жильные диабазы имеют темно-серую, почти черную окраску. В составе породы невооруженным глазом видно множество лейст плагиоклаза размером около 1 мм.

При микроскопическом исследовании диабазов установлено, что они сложены идиоморфными кристаллами интенсивно измененного основного лабрадора, промежутки между которыми выполнены актинолитизированным пироксеном или тонкозернистым агрегатом серицита и хлорита.

По химическому составу диабазы исследованного района соответствуют среднему составу оливинового габбро (см. табл. на стр. 16—19).

Верхнедевонские граниты метаморфизируют отложения бургазинской и богутинской свит. Степень изменения этих образований определяется расстоянием разреза от интрузивного контакта, а также составом и структурой слагающих разрез пород.

Грубозернистые алевролиты и особенно песчаники претерпевают существенные изменения в составе и структуре только в непосредственной близости от гранитных массивов. Здесь метаморфизируется не только цемент породы, но и обломочный материал. Цемент раскристаллизовывается в сравнительно крупнозернистый агрегат, границы обломков становятся менее четкими, гетеробластовое строение породы постепенно сменяется гранобластовым. Различия между обломочным материалом и цементом песчаников постепенно стираются. Однако полная роговиковая структура за счет псаммитовой возникает редко. В большинстве случаев процесс изменения песчаников фиксирован на стадиях blastosammitовых структур. Преобразование же тонкозернистых алевролитов в роговики обычно не останавливается на начальных стадиях этого процесса, а идет до конца. Метаморфизованные песчаники и грубозернистые алевролиты имеют темно-серую с бурым оттенком окраску и массивное плотное сложение. В их составе преобладает кварц, значительную роль играют также полевые шпаты. Биотит и серицит имеют второстепенное значение. Такого рода породы в пределах зон интрузивных контактов пользуются широким распространением.

В непосредственном контакте с гранитами залегают биотитово-кварцевые и полевшпатово-биотитово-кварцевые роговики серого цвета. В их составе макроскопически заметны многочисленные чешуйки черной слюды. Эти породы обладают хорошо выраженной микрогранобластовой структурой.

Другой приконтактной разновидностью метаморфизованных пород являются светло-серые, почти белые слюдисто-кварцевые роговики. В их составе часто присутствует серицит, а местами — небольшое количество полевых шпатов. Значительным распространением светлоокрашенные роговики пользуются близ богутинских гранитных массивов. Они обычно содержат участки светло-зеленых слюдисто-хлоритово-кварцевых кристаллических слан-

цев, местами же чередуются с ними, слагаая полосчатые светлоокрашенные толщи.

Довольно близко от интрузивных контактов почти во всех контактовых ореолах залегают полосчатые плотные породы, окрашенные в различные оттенки зеленого и серого цветов. В них очень хорошо сохранились особенности сложения некоторых характерных разновидностей алевролитов — равномерная, линзообразная и косая слоистость, микрослоистость, сложные текстуры, характеризующие деформации пород в стадии осадка. При микроскопическом исследовании этих пород установлено, что участки, имеющие зеленую окраску, состоят из кварца, эпидота, пироксенов, актинолита и небольшого количества карбоната. Участки, характеризующиеся серой окраской, сложены тонкозернистым слюисто-кварцевым агрегатом и часто обладают бланшосталевролитовой структурой. Таким образом, полосчатые ро- говики, видимо, образованы за счет алевролитов, местами богатых глиноземом и известью.

В несколько большем удалении от гранитных массивов метаморфизованные алевролиты имеют бластоалевролитовую структуру, темно-серый, почти черный цвет и сохраняют все детали своих текстурных особенностей. В их составе главную роль играет криптокристаллическое кремнистое вещество и микрокристаллический агрегат биотита, серицита и эпидота.

На правом склоне долины р. Правой Богуты слабометаморфизованные алевролиты содержат миндалевидные включения эпидотовой, гранатово-эпидотовой и пироксеновой породы, заключенные в халцедоновую оболочку. Размеры включений меняются от долей сантиметров до 10—15 см.

ТЕКТОНИКА

Территория листа М-45-XXIV на схеме геотектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области, разработанной В. А. Кузнецовым, расположена в юго-восточной части Ануйско-Чуйской зоны, а также частично в пределах юго-восточного окончания сопряженного с ней Чарышско-Теректинского массива (Кузнецов, 1954).

Ануйско-Чуйская зона каледонско-варисского возраста, имея генеральное северо-западное простирание, ограничивает древние структуры Западного Саяна с юго-запада и примыкает к каледонскому Чарышско-Теректинскому массиву с северо-востока (Кузнецов, 1954).

К Чарышско-Теректинскому массиву относится Уландрыкское поднятие, сложенное породами кембро-ордовика и красноватыми вулканическими образованиями нижнего девона и эйфеля. Значительно меньшими масштабами обладает Кызылшинское поднятие, в строении которого принимает участие вулканогенно-осадочная толща среднего девона. Это поднятие,

видимо, расположено на продолжении Баратальского горста, поскольку намечается структурная связь между выходами синийских (баратальских) известняков близ западной границы Чуйской котловины с площадями, сложенными такими же породами в верховьях р. Бургузуна.

Отложения живетского, франского и фаменского ярусов слагают Юстыдский прогиб, который входит в состав юго-восточной части Ануйско-Чуйской зоны и занимает очень большую площадь в исследованном районе (рис. 1).

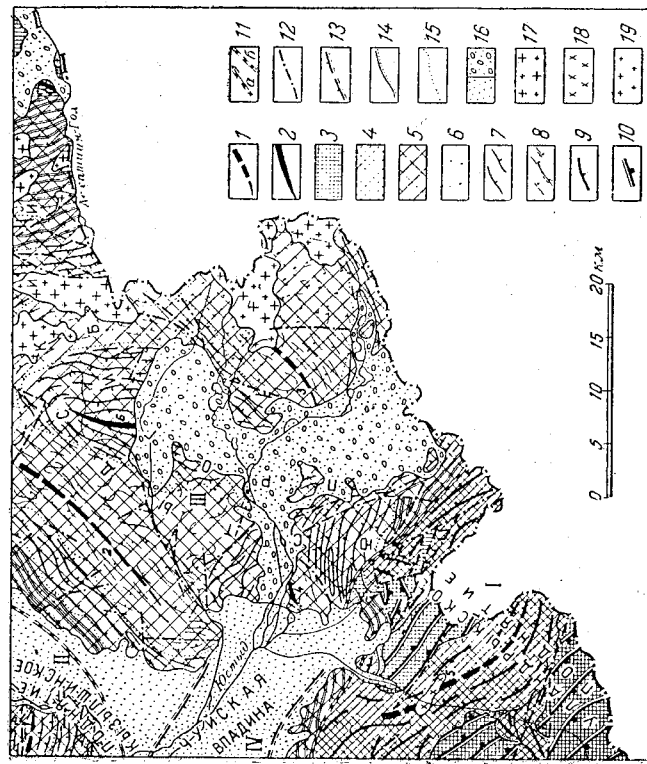


Рис. 1. Тектоническая схема территории листа М-45-XXIV
Составил Б. А. Яковлев

Структуры первого порядка: I — Уландрыкское поднятие, II — Кызылшинское поднятие, III — Юстыдский прогиб, IV — Чуйская впадина. Оси структур второго порядка: 1 — Кызылшинской (1), Кольдусской (2), Богутинской (3), Ташантской (4) и Шибетинской (5) синклиналей; 2 — Куруузекские синклина-литы и метаморфические сланцы кембро-ордовика; 4 — верхний структурный этаж, нижний ярус, красноты и вулканогенные породы нижнего и среднего девона; 5 — верхний структурный этаж, верхний ярус, песчанки и алевро-литы среднего и верхнего девона. Линии простирания пород: 6 — богутин-ской свиты; 7 — бар-бургазинской свиты; 8 — ташантской свиты; 9 — аксай-ской, уйкаратаинской и уландрыкской свиты; 10 — торноатской свиты; 11 — разломы региональные (а — прослеженные, б — предполагаемые); 12 — раз-ломы локального значения; 13 — границы Чуйской впадины (неотектонические нарушения, предполагаемые); 14 — линии трансгрессивных контактов; 15 — гра-ницы между свитами юстыдской серии; 16 — четвертичные отложения (озер-ные, ледниковые); 17 — последевонские порфиритовые граниты; 18 — средние девонские граниты; 19 — допсиурские граниты.

Между Уландрьским и Кызылшинским поднятиями расположена небольшая часть Чуйской впадины, орографически выраженной в виде Чуйской котловины. В. А. Кузнецов относит ее к структурам кайнозойского возраста (Кузнецов, 1954). С севера и юга Чуйская впадина ограничена сериями тектонических нарушений; ее северная граница маркируется полосой выходов третичных отложений.

В строении Уландрьского поднятия четко выделяются два структурных этажа. Нижний сложен метаморфическими сланцами и метаморфизованными песчаниками кембро-ордовика. Эти породы образуют линейные складки крупных масштабов. На площади листа М-45-XXIII ширина складок в нижнем структурном этаже достигает 3 км, а протяженность измеряется десятками километров (Черноморский и др. 1958). В исследованном районе в разрозненных тектонических блоках, сложенных породами горноалтайской свиты, представлены только отдельные элементы такого рода крупных складок. Их крылья осложнены системой пликативных дислокаций высших порядков, ряд которых завершается мелкой гофрировкой и пloyчайностью, наблюдаемой в отдельных обнажениях и даже в образцах. Складки высших порядков имеют изоклинальный характер, что устанавливается непосредственно при полевых наблюдениях, а также следует из того, что направление падения слоистости выдерживается на больших площадях (порядка 100 км²). В исследованном районе совершенно четко проявлено выдержанное северо-западное простирание пород горноалтайской свиты. Крылья складок в пределах нижнего структурного этажа наклонены преимущественно под углами 60—75° на юго-запад в верховьях р. Уландрь и на северо-восток в урочище Джегитей; местами же они падают более полого (50°) или почти вертикально. Северо-восточное простирание слоистости в породах горноалтайской свиты имеет место в пределах пади Согоню, где они слагают небольшой тектонический блок.

Верхний структурный этаж Уландрьского поднятия сложен красноцветными отложениями нижнего девона и вулканогенными, а также пестроцветными образованиями среднедевонского возраста. Характерно, что падение пород среднего девона, даже в тех случаях, когда границы между отложениями нижнего и верхнего структурного этажей имеют тектонический характер, обычно направлено от выходов метаморфических сланцев к метаморфизованным песчаникам горноалтайской свиты.

В пределах верхнего структурного этажа пликативные дислокации имеют характер просто построенных складок. Наиболее крупной среди них является Шибетинская синклиналь, ось которой ориентирована в северо-западном направлении. Углы наклона крыльев складки порядка 40°.

В пределах Кызылшинского поднятия четко выделяются два структурных яруса. Нижний ярус сложен породами аксайской

свиты, образующими крупную синклинальную структуру широтного простиранья. Она глубоко эродирована, вследствие чего видно, как на различных горизонтах вулканогенно-осадочной толщи залегают отложения юстыдской серии, относящиеся к верхнему структурному ярусу. Они сохранились в виде небольших участков. Наиболее крупный из них перекрывает ядро Кызылшинской синклинали и большую часть ее северного крыла. Строение южного крыла этой структуры, наклоненного к северу под углами 50—60°, осложнено рядом мелких пликативных дислокаций.

В районе излучины р. Кызыл-Шин простирание слоистости в аксайской свите постепенно изменяется от широтного до меридионального. Это, видимо, обусловлено существованием здесь местного антиклинального перегиба, осложняющего моноклиналиное залегание пород в пределах южного крыла Кызылшинской синклинали. Северное крыло этой структуры, занимающее в исследованном районе весьма ограниченную площадь, построено проще; в его пределах породы падают к югу под углами 65—70°.

Отложения юстыдской серии, перекрывающие ядро Кызылшинской синклинали, также слагают синклинальную структуру, имеющую широтное простирание. Ее ось несколько смещена к северу по отношению к оси Кызылшинской синклинали. Внутреннее строение этой структуры весьма сложное. Породы юстыдской серии здесь образуют многочисленные мелкие сложно построенные складки.

Величина углов наклона их крыльев меняется от 40 до 90°, преобладающим падением пород является северное и южное под углом около 50°.

Юстыдский прогиб в девоне являлся областью максимального погружения в пределах юго-восточной части Ануйско-Чуйской складчатой зоны. Все границы прогиба имеют разрывной характер. К ним относятся разломы, отделяющие прогиб от антиклинальных поднятий каледонского возраста. Одно из этих крупных тектонических нарушений, имеющее юго-западную ориентировку, пересекает исследованную площадь южнее пос. Таганта. Серия субширотных разломов прослежена на севере в бассейне р. Бугузуна (лист М-45-XXVIII). С востока Юстыдский прогиб отделен от каледонских сооружений Монголии Ачитнурским субмеридиональным разломом (Волочкович, 1954). Этот разлом на очень небольшом протяжении пересекает исследованный район в низовьях р. Асхатин-гол. Западной границей Юстыдского прогиба следует считать тектоническое нарушение, отделяющее его от Кызылшинского поднятия и ныне скрытое под кайнозойскими образованиями Чуйской степи. Границы Юстыдского прогиба обозначены не только региональными тектоническими нарушениями, но и полями распрощивания в его периферических частях наиболее низких горизонтов юстыд-

нажаются только фрагменты складки. Куруузекская антиклиналь сложена породами бар-бургазинской свиты; ее шарнир погружается в северном направлении, крылья наклонены на восток и на запад под углами $60-70^\circ$. Строение сводовой части антиклинали осложнено несколькими прогибами небольшой протяженности.

В пределах исследованного района расположена юго-западная часть Богутинской синклинали. Ее осевая поверхность в северо-восточном направлении пересекает склоны горы Богуты. Простирание южного крыла синклинали, сложенного породами бар-бургазинской и богутинской свит, меняется от широтного на западе до северо-западного на востоке. В его пределах поверхности слоистости падают в северных румбах под углами около $50-60^\circ$. В осевой части структуры породы залегают полого, и направление их падения часто меняется. Близ вершины горы Богуты наклон слоев измеряется несколькими градусами. Осевая часть Богутинской синклинали осложнена небольшим антиклинальным поднятием, в сводовой части которого расположен массив гранитов. В строении северного крыла Богутинской синклинали участвуют породы бар-бургазинской и богутинской свит. Простирание слоистости в его пределах изменяется от северо-восточного до субмеридионального; она всегда падает к юго-востоку под углами порядка $60-70^\circ$. На юго-западе близ края моренного поля намечается замыкание Богутинской синклинали.

Строение Ташантинской синклинали осложнено рядом крупных тектонических нарушений. Кроме того, большая ее часть находится в пределах развития мощного чехла четвертичных отложений. Наблюдению доступно, главным образом, южное крыло этой структуры, занимающее водораздел между реками Юстыд и Ташанта. Оно сложено породами ташантинской и бар-бургазинской свит и падает к северу под углами $60-70^\circ$. Значительным развитием в его пределах пользуются мелкие пликативные дислокации. Их оси имеют широтную ориентировку и расположены кулисообразно; протяженность этих складок измеряется несколькими километрами, их северные крылья метрами запрокинуты к югу, замковые части отличаются значительной шириной.

Часть северного крыла Ташантинской синклинали обнажается на правобережье р. Юстыд. Здесь мелкая складчатость проявляется интенсивно, что приводит к существенным изменениям простирания слоистости; генеральным простиранием является северо-западное.

Площадь развития отложений богутинской свиты на левобережье р. Юстыда принадлежит к ядру Ташантинской синклинали. Здесь слоистость имеет преобладающее субширотное простирание, чем определяется и ориентировка оси структуры. Этот участок характеризуется интенсивным проявлением мелкой складчатости.

ской серии, относящихся к ташантинской свите. На юге эти отложения замыкают Юстыдский прогиб, слагающий район горы Цаган-Нур в Монголии, на юго-западе они развиты в долине р. Ташанты, на западе участвуют в строении западного склона горного массива Талду-Аир, на севере распространены в бассейне р. Бугузуна (Вишневский и др., 1958). Соответственно изменяется и простирание крыльев прогиба от широтного на севере и юге до северо-западного и северо-восточного на западе и меридионального на востоке в пределах Монголии. Таким образом, довольно четко обрисовываются границы Юстыдского прогиба, как крупной структуры синклинального характера. В общем Юстыдский прогиб в плане характеризуется изометрической формой и имеет ширину порядка $50-60$ км. Его внутреннее строение определяется складчатыми структурами второго порядка, к которым относятся Кольдоекская, Богутинская, Ташантинская синклинали и Куруузекская антиклиналь. Их оси ориентированы в различных направлениях, очертания в плане имеют неправильную форму. Эти складки осложнены пликативными дислокациями меньших масштабов.

Кольдоекская синклиналь занимает всю территорию южного массива Талду-Аир. Ось складки ориентирована в северо-восточном направлении, а ее шарнир плавно погружается в том же направлении. Западное крыло структуры сложено породами ташантинской и бар-бургазинской свит. Оно построено как простая моноклиналь, падающая на юго-восток под углами $50-75^\circ$. В ядре Кольдоекской синклинали залегают отложения богутинской свиты; довольно широким распространением здесь пользуются пликативные дислокации высших порядков. Их простирание обычно совпадает с простиранием оси основной структуры, но местами совершенно отчетливо намечаются складки иной ориентировки. Мелкие антиклинальные складки северо-восточного простирания прослеживаются на значительном протяжении вдоль оси Кольдоекской синклинали. На правом склоне долины р. Бар-Бургазы обнажаются пологие складки антиклинального и синклинального характера, имеющие ширину в несколько десятков метров. Углы наклона их крыльев не превышают $30-40^\circ$, сводовые части широкие и пологие. В долине ручья Чибит, впадающем в Бар-Бургазы выше ручья Кольдоек, простирание пород неоднократно меняется за счет осложнения основной структуры мелкими пликативными дислокациями северо-восточной и субширотной ориентировки. Кольдоекская синклиналь замкнута на юге; ее юго-восточное крыло срезано разломом, прослеживающимся вдоль долины р. Бар-Бургазы.

Куруузекская антиклиналь имеет субмеридиональное простирание и западным крылом примыкает к Кольдоекской синклинали. Доступна наблюдению только северная часть этой структуры: ее южная часть расположена в пределах области развития морены максимального оледенения; здесь местами об-

Часть южного крыла Ташантинской синклинали на участке между устьями рек Уландрык и Бураты характеризуется преобладающим северо-западным простиранием и довольно интенсивным проявлением мелких пликативных дислокаций.

К сопряженной с Ташантинской синклиной субширотной структуре, видимо, относится участок левобережья р. Бар-Бургазы. Здесь представлено одно из крыльев структуры, падающее в северо-восточном направлении под углами от 40 до 70°. Его строение отличается значительной сложностью за счет широкого развития пликативных дислокаций высших порядков.

В пределах левого склона долины р. Асхатин-гол складчатые структуры имеют субмеридиональное простирание. Здесь породы ташантинской и бар-бургазинской свит слагают антиклинальные и синклиналильные складки с круто падающими крыльями.

Рассмотренный фактический материал позволяет сделать вывод о более сложном строении замковых участков складчатых структур второго порядка, а также тех их частей, которые находятся в зонах влияния крупных тектонических нарушений.

В геологическом строении Горного Алтая весьма важное место отводится разрывным тектоническим нарушениям. В пределах исследованной площади наиболее крупные из них ограничивают складчатые структуры первого порядка и относятся к типу разломов глубокого заложения. Так, на юго-западе система параллельных разломов северо-западной ориентировки отделяет Юстыдский прогиб от Уландрыкского поднятия. Здесь наиболее существенную роль играет разлом, прослеженный на правом и левом склонах пади Ташанта. Он состоит из ряда субпараллельных тектонических швов, зоны которых сложены рассланцованными, интенсивно измененными песчаниками и алевролитами, содержащими многочисленные прожилки кварцево-карбонатного состава. Судя по величине угла наклона поверхностей рассланцевания и прямолнейным очертаниям разлома в плане, его сбрасыватель имеет крутое падение.

Роль разрывной структуры первого порядка играет и разлом, приводящий в соприкосновение породы аксайской и бар-бургазинской свит между устьями рек Уландрык и Бураты. Его зона имеет четкое геоморфологическое выражение в виде узких депрессий северо-западного простирания. Северо-восточные крылья этих разломов были опущены на несколько километров, в результате чего на одном уровне оказались образования нижнего и верхнего структурных этажей.

На коротком интервале в низовьях р. Асхатин-гол прослежена зона Западного Ачитнурского глубинного разлома (Волочкович, 1954). Это крупное тектоническое нарушение отделяет Юстыдский прогиб от каледонских структур Монголии и Тувы. Разлом морфологически выражен в виде мощной зоны разли-

стования и катаклаза, сложенной интенсивно измененными породами девона и кембро-ордовика. Здесь особенно ярко проявляются ожелезнение, карбонатизация и осветление. Широким развитием пользуются карбонатные и гематитовые прожилки мощностью до 30 см.

Зона глубинного разлома, отделяющего Юстыдский прогиб от Кызылшинского поднятия, на исследованной площади не обнажается. Здесь она скрыта под кайнозойскими отложениями Чуйской степи. О молодых восходящих движениях горного массива Талду-Аир свидетельствует ряд геоморфологических факторов — в первую очередь резкий, омоложенный рельеф в пределах его западных склонов и прямолнейный фас массива, обнаженный в сторону Чуйской степи.

Крутопадающие разломы северо-западного простирания в пределах Уландрыкского поднятия ограничивают тектонические блоки, сложенные породами кембро-ордовика. Зоны разломов имеют прямолнейные очертания, к ним часто бывают приурочены долины рек.

На складчатую структуру Юстыдского прогиба существенное влияние оказывают только три крупных разлома. Два из них нарушают строение южного крыла Ташантинской синклинали, ограничивая его с востока. Разломы имеют северо-северо-западную ориентировку. Их зоны сложены рассланцованными, окварцованными породами юстыдской серии, местами превращенными в милониты. Мощность зоны разломов измеряется несколькими десятками метров.

Иное морфологическое выражение имеет разлом, прослеженный вдоль долины р. Бар-Бургазы. Он срезает юго-восточное крыло Кольдуюкской синклинали и разделяет складчатые структуры северо-восточной и северо-западной ориентировки. Изменения пород, слагающих зону разлома, проявляются в их интенсивном ожелезнении, обожренности и рассланцевании. Аналогичное строение имеют зоны более мелких разломов в пределах западных склонов горного массива Талду-Аир, а также зона значительного тектонического нарушения, прослеженного на коротком интервале близ границы с Монгольской Народной Республикой в верховьях г. Кара-Оюк. Мощность зоны ожелезненных пород здесь достигает 50 м.

Разлом меридиональной ориентировки, ограничивающий массив гранитов в верховьях р. Асхатин-гол с востока, на большом интервале закрыт чехлом осей. На участках слабого развития четвертичных отложений можно видеть, что в строении зоны нарушения участвуют ожелезненные катаклазиты, содержащие маломощные кварцевые прожилки.

К меридиональному разлому в бассейне р. Богуты на всем его протяжении с востока и запада примыкают породы с различным простиранием слонистости. Это особенно хорошо видно

на крутых склонах небольших долин, в которых обнажается зона разлома.

На основании вышензложенного фактического материала история формирования геологической структуры исследованного района представляется в следующем виде. В ордовике сформировалось крупнейшее каледонское складчатое сооружение Алтая — Чарышско-Теректинский массив. Слагающие его юго-восточное окончание флишеидные отложения кембро-ордовика были собраны в линейные складки и подверглись воздействию регионального метаморфизма. Время среднего и верхнего ордовика для этой области было периодом устойчивого континентального режима. На границе между ордовиком и силуrom здесь возникали небольшие прогибы, послужившие областями последующих ингрессий силурийского и нижнедевонского морей. Интенсивные нисходящие движения в юго-восточной части Чарышско-Теректинского массива начались в нижнем девоне и имели характер прогибания довольно обширных площадей, главным образом на его периферии. Так, в пределах Уландрынского поднятия в нижнем девоне на размытой поверхности пород кембрия ордовика отлагались красноцветные толщи, несущие многочисленные признаки образования в условиях мелководья.

К каледонскому времени относится заложение Ануйско-Чуйской зоны. Юстыдский прогиб остался одной из наиболее прогнутых областей на территории Горного Алтая в течение всего девонского времени.

В пограничной зоне между Уландрыским поднятием и Юстыдским прогибом имело место заложение системы глубинных разломов. В. А. Кузнецов относит их к структурам конца каледонского времени (Кузнецов, 1954).

Завершающие фазы каледонского цикла тектогенеза, имевшие место в конце нижнего девона, обусловили возникновение простых складок в отложениях уландрынской свиты и привели к установлению континентального режима на значительных площадях Чарышско-Теректинского массива.

В эйфельском веке, во время наступившей широкой трансгрессии, краевая часть Чарышско-Теректинского массива, прилегающая к Ануйско-Чуйской зоне, еще раз вступила в фазу прогибания. Нисходящие движения этого времени сопровождались интенсивной вулканической деятельностью. Излияния лав чередовались с выбросами пеплов и более грубого пирокластического материала. В областях Уландрынского и Кызылшинского поднятий формирование мощных вулканических толщ в начале среднего и затем кислого состава происходило в водной и наземной обстановке, периоды вулканической деятельности сменялись периодами накопления красноцветных пород.

К концу эйфеля относится внедрение Аксайской и, по-видимому, Кокуринской интрузий.

Во время тельбесской фазы варисского тектогенеза эйфельские вулканогенно-осадочные толщи были дислоцированы и образовали простые складки.

На Уландрыском поднятии северо-западное простирание складчатых структур, так же как и широтное на Кызылшинском, видимо, определяется общим направлением границ области осадконакопления.

Тельбесская фаза тектогенеза завершилась возникновением крупных разломов на границах Ануйско-Чуйской геосинклинальной зоны, а также возобновлением тектонических движений по нарушениям каледонского возраста. В пределах Уландрынского поднятия разрывные дислокации этого возраста имеют северо-западное простирание, которое, естественно, бывает весьма близким простиранию складок в породах аксайской свиты.

В конце эйфеля и в первой половине живетского века Уландрыское поднятие окончательно оформилось как моноклинический жесткий массив. Эта область вступила в стадию континентального режима, который определяет характер ее существования вплоть до современной эпохи. Только в первой половине живетского века краевая часть поднятия, непосредственно примыкающая к Юстыдскому прогибу, являлась областью осадконакопления. Здесь формировалась пестроцветно-вулканогенная уйкараташская свита.

Вторая половина живетского века ознаменовалась так называемой чизелевой трансгрессией, имевшей важнейшее значение для Горного Алтая. Чизелевое море распространилось в пределы Ануйско-Чуйской складчатой зоны. Юстыдский прогиб в это время служил бассейном накопления мелководных осадков лагунного типа. Нисходящие движения в пределах Юстыдского прогиба происходили непрерывно на протяжении живетского, франского и фаменского веков.

Кызылшинский участок в это время оформился как поднятие, обособившееся в северо-западной части исследованного района. В его пределах накопление осадков шло сравнительно медленно, что привело к сокращенной мощности отложений юстыдской серии. Значительное различие в мощностях двух близко расположенных разрезов, видимо, объясняется наличием глубинного разлома между ними.

В конце девонского периода в главных чертах определилась структура Юстыдского прогиба. Если ее анализировать, пользуясь мелкомасштабной геологической картой, охватывающей все границы прогиба, то становится совершенно очевидным, что простирание его крыльев определяется направлением границ области накопления отложений юстыдской серии. Возможно, что и положение складчатых структур второго порядка внутри Юстыдского прогиба отчасти определяется размещением скрытых выступов каледонского фундамента на его территории. Процесс формирования структуры Юстыдского прогиба завер-

шился внедрением микроклиновых гранитов в толщу девонских пород и ороговыванием последних в зонах контактного воздействия интрузий. Остывание гранитных массивов сопровождалось внедрением даек пегматитов и формированием кварцевых жил.

Последующие дислокации разрывного типа оказали существенное влияние на строение Юстыдского прогиба на бар-бургинском и ташантинском участках.

Тектонические трещины в теле гранитных массивов и во вмещающих породах послужили диабазовой магме подводящими путями к верхним структурным горизонтам. Возникли дайки второго этапа, связанные с микроклиновыми гранитами происхождения от единого магматического очага.

В конце девонского периода происходили повторные движения в зонах глубоких разломов, возникших на границах Юстыдского прогиба еще в каледонское время. В эти движения были вовлечены новые блоки, охватывающие область накопления осадков юстыдской серии. Строение периферических частей Юстыдского прогиба было значительно осложнено, но общий план его пликативной структуры не изменился. Разломы на границах Юстыдского прогиба в это время служили подводящими каналами для гидротермальных растворов, восходивших из магматического очага и вызвавших окварцевание боковых пород.

В течение всего позднего палеозоя на территории Алтае-Саянской области удерживался континентальный режим. Большая часть области в это время представляет собой молодую варисскую платформу (Кузнецов, 1954). Вдоль зон глубоких разломов происходило образование неглубоких грабен, заполнившихся эпиконтинентальными отложениями карбона.

В мезозое на территории Горного Алтая образовался обширный пенеплен (Кузнецов, 1954). В неогене регион претерпевает крупные глыбовые перемещения, с которыми связано образование Чуйской котловины и ряда других подобных структур, прослеживающихся далеко на запад.

В конце третичного и начале четвертичного периодов во впадинах рельефа отлагались мощные пролювиальные толщи. Небольшие площади таких отложений сохранились в долине р. Кольдудек.

Неотектонические движения не прекратились вплоть до современной эпохи и отчетливо проявляются в образовании денудационных уступов и на некоторых участках — в значительном уклоне террас древнего Чуйского озера.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф Горного Алтая создан в результате деятельности ряда рельефообразующих процессов. Они протекали на фоне активных неотектонических движений, определявших направле-

ние, последовательность и преобладание одного из процессов на определенном этапе новейшей геологической истории. В мезозойско-третичное время наиболее активными были процессы комплексной денудации, приведшие к созданию пенеплена на исследованной территории.

В начале четвертичного периода, после тектонических движений блокового характера значительно активизировались процессы эрозийного расчленения территории, сменившиеся в среднечетвертичное время ледниковым выпахиванием и аккумуляцией. В верхнечетвертичное время внеледниковой области ведущими вновь стали эрозийные процессы. В результате деятельности этих факторов в основных чертах сформировался морфологический облик горных массивов района, имеющих участки альпийского рельефа в осевых частях и обширные моренные поля у подножий.

В пределах Чуйской котловины в течение третичного, а также нижне- и среднечетвертичного времени преобладали процессы озерной и озерно-аллювиальной аккумуляции.

Ниже приводится описание типов рельефа, выделенных на исследованной территории.

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ, ЧАСТИЧНО ОБРАБОТАННЫЙ ЛЕДНИКОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Основным рельефообразующим фактором для этой группы типов рельефа является комплексная денудация мезозойско-третичного времени, в результате которой была создана общая для всего района относительно выровненная поверхность. Неотектоническими движениями участки этой поверхности подняты на различную высоту, что предопределило действие в их пределах ледниковых процессов и нивации.

Выровненная эрозионно-денудационная поверхность без следов оледенения.

Эрозионно-денудационная поверхность, образуя широкое окаймление Чуйской котловины, постепенно повышается в сторону гор и имеет абсолютные отметки от 2200 до 3000 м. Относительные превышения в ее пределах колеблются от 250 до 500 м, достигая максимального значения близ останцов древнего рельефа.

Отдельные формы рельефа имеют мягкие очертания: округлые, плоские вершины и длинные пологие склоны.

Участки выровненной поверхности со следами оледенения.
Участки выровненной поверхности со следами оледенения располагаются по окраинам хр. Чихачева на высотах от 2600 до 3000 м. Относительные превышения на этих участках 100—250 м, что объясняется нивелирующим воздействием ледниковых процессов.

Участки выровненной поверхности, значительно переработанной процессами нивации.

Такие участки находятся в высокогорных областях хр. Чихачева и массива Талду-Аир на отметках 3000—3500 м. Процессы нивации вызвали значительную нивелировку рельефа древних поверхностей (относительные превышения не более 100—150 м).

ЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА

В четвертичное время имели место два цикла эрозии — доледниковый и межледниковый. Они четко разделяются в ледниковых областях, где наблюдается заполнение древних эрозионных впадин флювиогляциальными образованиями максимального оледенения и более поздних врезов — аллювиальными отложениями. За пределами ледниковых областей такого рода разделение эрозионных процессов не всегда возможно.

Нижне-среднечетвертичный (доледниковый) эрозионный рельеф

Доледниковый эрозионный рельеф распространен в пределах горных массивов и характеризуется относительными превышениями от 400 до 1000 м. На склонах хр. Чихачева сохранились только верхние части бортов древних эрозионных врезов, а нижняя их часть переработана последующими эрозионными и ледниковыми процессами.

Средне-верхнечетвертичный (межледниковый) эрозионный рельеф

Межледниковый эрозионный рельеф наиболее характерен для хр. Чихачева и горного массива Талду-Аир; ограниченным развитием пользуется в пределах хр. Сайлюгем. Он охватывает долины рек преимущественно в пределах нижнего и среднего их течения. Относительные превышения в областях межледникового эрозионного рельефа меняются от 20 до 250 м.

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Ледниковая экзарация и ледниковая аккумуляция как решающие факторы в формировании рельефа проявили себя на разных площадях и в противоположных направлениях. В соответствии с этим на изученной территории выделены две подгруппы типов рельефа: ледниково-экзарационный и ледниково-аккумулятивный.

В последней подгруппе отдельные типы рельефа объединены по возрасту в зависимости от связи с максимальным и постмаксимальным оледенением.

Ледниково-экзарационный рельеф

Ледниково-экзарационный рельеф на изученной территории представлен только одним типом — резко расчлененным (альпийским). Характерными формами этого типа рельефа являются

обширные цирки с ярусным расположением каров, пилообразные гребни и острые вершины на водоразделах, относительные превышения порядка 1000—1500 м. Областями распространения альпийского рельефа являются осевые части хр. Чихачева и горного массива Талду-Аир.

Ледниково-аккумулятивный рельеф

Ледниково-аккумулятивный рельеф среднего четвертичного возраста

Пологохолмистый рельеф основной морены связан с площадями распространения отложений максимального оледенения. Наиболее крупная из них находится у подножий хр. Чихачева.

Здесь моренное поле представляет собой пологохолмистую поверхность с плосковершинными холмами высотой 25—50 м, разделенными небольшими понижениями. Местами в понижениях основной морены располагаются мелкие камовые холмы высотой 3—6 м, округлой, конусообразной формы, а также озовые гряды, представляющие собой валы или цепочки мелких холмов.

Западинный рельеф озерно-термокарстовых котловин распространен в центральных частях основного моренного поля. Крупные западины имеют длину до 5—6 км при ширине 2—3 км. Они заняты множеством мелких озер.

Плоский рельеф задровых равнин распространен на периферии ледниковой области на отдельных обширных участках. Задровые равнины представляют ровные слабонаклонные или пологоволнистые поверхности. Они слегка террасированы и несут следы временных водно-ледниковых потоков.

Ледниково-аккумулятивный рельеф верхнечетвертичного возраста.

Рельеф ледниковых и водно-ледниковых отложений постмаксимального оледенения отличается от соответствующих типов рельефа среднечетвертичного возраста тем, что он приурочен к троговым долинам. Это отражается на ориентировке отдельных форм рельефа.

Грядово-холмистый рельеф стадияльных конечных и боковых морен постмаксимального оледенения распространен в боковых частях долин рек Юстыд, Бар-Бургазы и Асхатин-гол. Валы боковых морен расположены вдоль бортов долин. Их ширина колеблется от 35 до 50 м, а высота равна 10—20 м.

Рельеф долинных задровых полей развит в долинах рек Богуты, Бар-Бургазы и Кара-Оюк.

ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ ЧЕТВЕРТИЧНОГО И СОВРЕМЕННОГО ВОЗРАСТА

Плоский пологонаклонный рельеф озерных террас узкой прерывистой полосой окаймляет Чуйскую степь. Всего известно не менее четырех-шести террас, разделенных уступами высотой около 10 м. Ширина террас от 10 до 50 м.

В урочище Чалтулак во время максимального стояния озера существовал большой залив, отделенный от озера цепью островов. При падении уровня озера склоны этих островов были террасированы. Террасовые уступы обращены в сторону залива. На внешней, обращенной к озеру, стороне на выступах палеозойских коренных пород выработаны абразионные уступы высотой до 1 м.

Равнинный рельеф Чуйской степи образовался в результате заполнения Чуйской котловины озерными — аллювиальными осадками. В целом это довольно ровная поверхность, слабо наклоненная к центру котловины и характеризующаяся наличием некоторых специфических форм: кос, береговых валов и галечниковых волноприбойных полос.

Плоский рельеф пойм и низких аккумулятивных речных террас имеет ограниченное распространение и отмечается в низовьях рек Юстыд, Бар-Бургазы, Уландрык и Кызыл-Шин. Низкие аккумулятивные террасы высотой 6—8 м (первая) и 12—14 м (вторая) имеют ширину от 50 до 100 м. Пойма, почти не развитая в горах, в низовьях рек занимает обширные пространства. В месте слияния рек Юстыд и Бар-Бургазы она имеет вид озерно-аллювиальной равнины, частично заболоченной, покрытой мелкими озерами.

История формирования рельефа исследованной территории в главных чертах сводится к следующему. В течение длительного дочетвертичного этапа континентальной жизни в ее пределах создавалась поверхность выравнивания. В Чуйской котловине в конце палеогена — неогене существовал озерный бассейн, в котором шло отложение углистых глинисто-песчаных и мергелистых осадков (туеркская свита). На границе плейстоцена и плейстоцена в результате активизировавшейся тектонической жизни образовались крупные сводовые поднятия, осложненные дислокациями разрывного характера. В это время как рельефообразующий фактор особенно важную роль стали играть эрозионные процессы. В результате их деятельности образовалась бекенская свита пролювиально-аллювиального состава. Процесс формирования эрозионного рельефа нижнечетвертичного возраста особенно интенсивно протекал в пределах горного массива Талду-Аир, на хр. Чихачева и в нижней части течения рек Бар-Бургазы и Уландрык.

В связи с общеклиматическими изменениями и продолжавшимися неотектоническими движениями в среднечетвертичное время горные хребты подверглись оледенению. В центральных частях горных массивов оледенение имело долинный характер. В периферических же частях долинные ледники сливались, образуя единый ледник подножия. Близ него на выровненных поверхностях развивались фирновые покровы и шапки, большую роль играли солифлюкционные процессы.

В период оледенения по долинам рек Бар-Бургазы, Юстыд

и Ташанта шел сток ледниковых вод, в результате чего образовались задровые поверхности и террасы.

В Чуйской котловине в среднечетвертичное время существовало крупное озеро, уровень которого достигал отметок 2100—2200 м. В результате деятельности озерных вод и осадконакопления в пределах этого бассейна был создан выровненный рельеф центральной части котловины и своеобразные озерно-аккумулятивные формы окраин степи — террасы, косы, галечниковые полосы и т. п.

В период деградации максимального оледенения несколько активировались эрозионные процессы, проявившиеся в долинах некоторых рек и в пределах горного массива Талду-Аир. Наступившее затем (верхнечетвертичное время) второе постмаксимальное оледенение характеризовалось меньшими масштабами. Оно проявилось главным образом на хр. Чихачева и имело четко выраженный долинный характер. Ледники постмаксимального оледенения для движения использовали старые трогги. В пределах горного массива Талду-Аир постмаксимальное оледенение носило каровый характер.

В послеледниковую эпоху в долинах рек имело место формирование аллювиальных террас и поймы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа М-45-XXIV значительные промышленные концентрации полезных ископаемых неизвестны. Разведка с помощью поверхностных горных выработок производилась только на трех рудопроявлениях. Проявления полиметаллической, молибденовой, медной и железной минерализации обнаружены почти на всех участках исследованной площади. Ниже приводится описание месторождений и наиболее крупных рудопоявлений по каждой из перечисленных групп.

Железородное месторождение Рудный лог. Месторождение находится на левом склоне долины р. Большой Шибеты близ западной рамки листа М-45-XXIV. По долинам рек Уландрык и Большой Шибеты возможно движение автомашин между Чуйским трактом и участком месторождения.

Месторождение открыто в 1952 г. геологом И. К. Козыриной. В том же году на нем проведена предварительная разведка силами Горно-Алтайской геофизической экспедиции (Минеев и др., 1952). Запасы руды в результате этих работ оценены в 20—30 млн. т. В 1957 г. месторождение обследовано поисковым отрядом Алтайской экспедиции БАГГ.

Участок месторождения сложен вулканогенными породами аксайской свиты, залегание которых осложнено крутопадающим тектоническим нарушением северо-западной ориентировки. В основании видимой части стратиграфического разреза находятся массивные лавы светлой окраски: кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры и фельзиты. Они развиты только

в пределах северо-восточного крыла рудоносного разлома и слагают нижние части склонов долины р. Большой Шибеты. К более высоким стратиграфическим горизонтам относятся фиолетовые кварцевые альбитофиры и альбитофиры с прослоями туфов того же состава и окраски. В северо-восточном крыле разлома они залегают непосредственно на лавах светлой окраски, а в юго-западном — обнажаются в русле и подножье склонов долины, имея со светлоокрашенной вулканогенной толщей только тектонический контакт. Здесь на кварцевых альбитофирах фиолетового цвета залегают псефитовые туфы того же состава. Вулканогенные породы полого падают к северу.

В пределах месторождения, на протяжении 2 км, зона разлома содержит кварцево-рудные тела. Вкрест простираения разлома пройдено пять линий разведочных шурфов, вскрывающих вмещающие породы, зону разлома и рудные тела, заключенные в ней. Количество шурфов в линиях в зависимости от мощности зоны в данном профиле меняется от 8 до 16. Расстояния между шурфами в пределах зоны около 5 м, а во вмещающих породах до 20 м. Близ второй линии шурфов зона разлома достигает максимальной мощности в 200 м, в районе четвертой линии разведочных выработок мощность ее 150 м. На всех других участках, между первой и пятой линиями шурфов, мощность зоны в среднем составляет 100—120 м. В северо-западном и юго-восточном направлениях она уменьшается до 30—50 м. Раздвиги зоны разлома совпадают с местами сочленения с ней второстепенных оперяющих разломов субширотного простираения.

На многих участках зона разлома построена симметрично. Близ альбандов она сложена безрудным кварцем, образующим жилы мощностью от 5 до 70 м. Местами в жильном кварце содержится обломки вулканогенных пород. Жильный кварц ближе к центральному частям зоны разлома содержит маломощные гематитовые жилы. Они имеют преобладающее северо-западное простираение, но местами сливаются и пересекаются друг с другом, образуя сложную сетку жильных тел. На некоторых участках гематитовая руда цементирует крупные обломки жильного кварца. В центральной части зоны разлома залегают мощная рудная жила, прослеженная на протяжении 1,5 км. В сечениях, совпадающих с раздвигами зоны (вторая и четвертая линии шурфов), мощность рудной жилы составляет 35—40 м; между второй и четвертой линиями шурфов мощность жилы сокращается до 15 м, а на флангах не превышает 6—8 м.

Близ рудоносного разлома лавы и туфы окварцованы и частично осветлены. В вещественном составе руд месторождения главную роль играют гематит и кварц. Вторичные минералы представлены гетитом, гидрогетитом и лимонитом. Руды имеют массивную и брекчиевидную текстуру. Гематит характеризуется игольчатými, радиально-лучистыми формами выделения.

Содержание железа в руде меняется от 35 до 55%, в среднем составляя 42%. Примесь серы не превышает 0,07%, фосфор обычно в руде отсутствует или составляет не более 0,03%. С помощью спектрального анализа в руде обнаружено присутствие молибдена, бария, меди, цинка и свинца в количествах от сотых до одной десятой долей процента.

Приуроченность рудного тела к зоне разлома, околожилные изменения, состав и текстуры руд свидетельствуют о гидротермальном генезисе месторождения.

Полиметаллическое месторождение Ключ Становой*. Участок месторождения находится на западном склоне горного массива Талду-Аир, в верховьях ключа Станового. С устьем ключа, к которому подходит автодорога, участок связан выючной тропой протяженностью 3 км.

Признаки полиметаллической минерализации в виде церуссита, галенита и смитсонита в шлихах аллювиальных отложений ключа Станового были обнаружены в 1946 г. В следующем году Н. С. Коржнев выявил зону тектонических брекчий, несущих полиметаллическое оруденение. В 1950 г. Б. В. Голошейкин разведал рудоносную зону с помощью поверхностных горных выработок.

Зона пересекает кар в истоках ключа Станового, имея простираение СЗ 330°. Она прослежена в обоих направлениях на расстоянии 2,5—3 км до водоразделов с ближайшими ключами. Мощность зоны на флангах уменьшается и она постепенно теряется под четвертичным покровом. Глубина вскрытия зоны определяется порядком относительных превышений на участке месторождения, которые достигают 500 м. Рудные тела расположены в пределах зоны кулисообразно и ориентированы косо по отношению к ее простираению.

Первое рудное тело, считая с северо-запада, расположено на правом склоне долины ключа Станового, близ водораздела с ключом Кварцевым. Оно прослежено по азимуту СЗ 340° на протяжении 200 м двумя канавами и двумя шурфами. Максимальная мощность этого линзообразного тела достигает 70 м.

Второе рудное тело расположено в 250 м южнее первого и вскрыто пятью шурфами. Оно ориентировано почти меридионально, длина его около 400 м при мощности в раздвиге 70 м.

Третье рудное тело, находящееся в 50—70 м юго-восточнее второго, разведано четырьмя линиями шурфов. Оно ориентировано в северо-восточном направлении, его длина 500 м, мощность 100 м.

Четвертое рудное тело выходит на дневную поверхность в 200 м юго-восточнее третьего. Его мощность равна 70 м, длина 250 м, простираение тела субмеридиональное.

* Описание приводится по материалам Б. В. Голошейкина.

Пятое рудное тело, частично вскрытое руслом ключа Станового, изучено недостаточно для того, чтобы можно было составить полное представление о его морфологии.

Рудные тела представлены брекчий, состоящей из обломков песчаников и алевролитов размером до 1 м, сцементированных кварцево-карбонатным, частично лимонитизированным материалом.

Количественные соотношения обломков и цемента в составе брекчий варьируют в весьма широких пределах. В цементе содержится вкрапленность пирита, халькопирита и галенита. Кроме того, брекчий местами рассеяны карбонатными и кварцево-карбонатными прожилками, с которыми связана сульфидная минерализация.

Макроскопически и в результате опробования рудных тел оруденение брекчий в целом оценено как убогое, рассеянное. Концентрация свинца, цинка и меди в брекчиях не поднимается выше сотых долей процента, спектральный анализ проб показал присутствие в рудных телах никеля, ванадия, хрома, галлия, молибдена, серебра, титана и вольфрама.

Молибденовое рудопроявление Мунгун-Тайга. Рудопроявление находится на водоразделе рек Асхатин-гол и Могун-Бурень у северной рамки листа М-45-XXIV, близ вершины Мунгун-Тайга.

В административном отношении участок рудопроявления принадлежит Бай-Тайгинскому району Тувинской автономной области.

Ближайший населенный пункт Кызыл-Кая находится в 10—12 км от рудопроявления на левом берегу р. Могун-Бурень. С пос. Ташанта, расположенном на автодорожке, Кызыл-Кая связан вычными тропами протяженностью 80 км.

Абсолютные отметки на площади рудопроявления от 3300 до 3500 м. Превышение водораздела над дном долины р. Асхатин-гол составляет 1500 м.

Молибденовое рудопроявление впервые обнаружено при геологических работах, проведенных партией № 8 Алтайской экспедиции в 1956 г. В 1957 г. оно изучено работниками поискового отряда той же экспедиции.

Участок рудопроявления расположен в пределах небольшого массива последованских гранитов, рвущих отложения ташантинской свиты. Алевролиты, песчаники и известняки средней подсвиты ташантинской свиты слагают крутопадающие крылья меридионально ориентированной складки, а тонкослоистые известковистые алевролиты верхней подсвиты залегают в ядре этой структуры (рис. 2).

Последованские граниты в пределах рудопроявления имеют среднезернистое сложение, светло-серую окраску и характеризуются низким содержанием темноцветного компонента биотита. В зоне эндоконтакта граниты обладают мелкозернистым сло-

жением и отличаются сравнительно высоким содержанием биотита.

Пологое падение контактовых поверхностей гранитного массива (от 5 до 30°) и наличие на нем ряда мелких останцов кровли свидетельствуют о том, что на данной стадии денудации вскрыта апикальная часть интрузии.

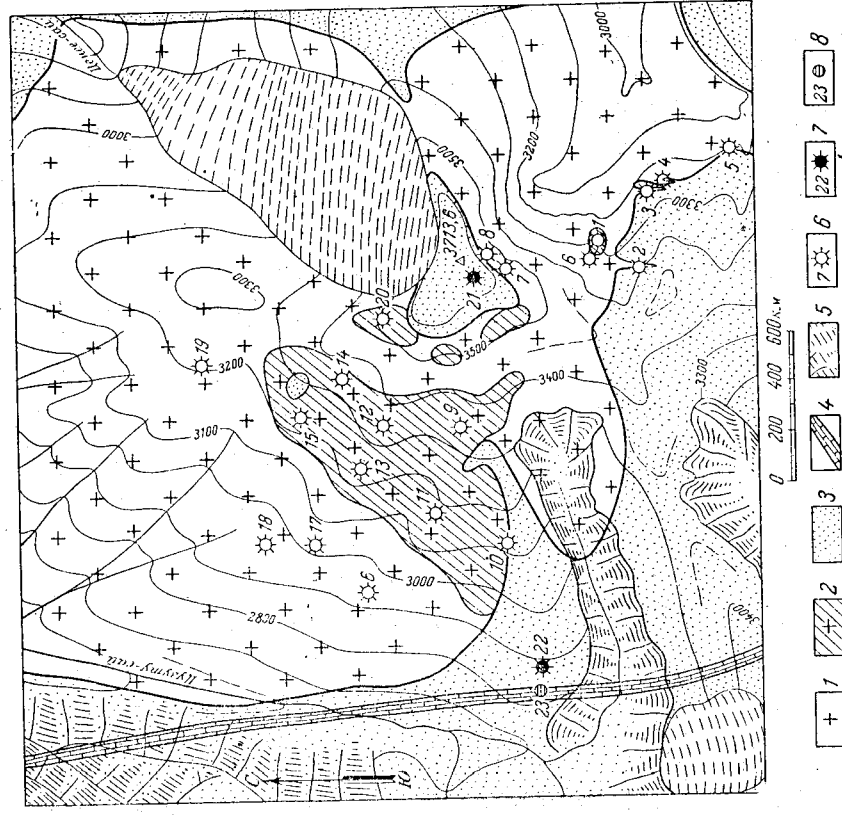


Рис. 2. Карта пунктов минерализации рудопроявления Мунгун-Тайга. Составили Л. С. Нусинсон, К. Ф. Капустин

1 — среднезернистые биотитовые граниты; 2 — интенсивно обогатенные граниты; 3 — роговики и ороговитованные обломочные породы с небольшими участками скаринов; 4 — мраморизованные известняки; 5 — современные ледники; 6 — пункт молибденовой минерализации и его номер; 7 — пункт вольфрамовой минерализации и его номер; 8 — пункт свинцовой минерализации и его номер

Вмещающие породы близ контакта с гранитами ороговитованы и местами скарнированы. На некоторых участках они содержат множество спателлитов интрузии.

бах, характеризующих суммарную мощность рудной зоны в 1,92 м, содержания молибдена колеблются от 0,3 до 0,7%, а в пяти пробах — от 0,05 до 0,08%.

Пункт минерализации 2 приурочен к меридионально ориентированной апофизе последовонских гранитов, залегающей среди роговиков. Ее северная часть, примыкающая к интрузивному массиву, закрыта крупноглыбовой осыпью на протяжении 70 м, а южный фланг прослежен на 50 м. На юге апофиза выклинивается, а на севере ее мощность равна 13 м. Жильное тело падает в восточных румбах под углом 75°. В среднезернистых обохренных гранитах, слагающих апофизу, содержится вкрапленность молибденита, причем в южной части жильного тела протяженностью около 5 м рудные минералы рассеяны по всей его мощности, а далее на север приурочены к субширотным крутопадающим трещинам и образуют близ них разрозненные линзообразные участки размером до 0,7 м. Апофиза опробована по трем линиям. В южной части, опробованной бороздовым методом, в лежачем боку апофизы содержание молибдена равно 0,07%, в центральной части жильного тела 0,03%, а в висячем боку 0,05%. В средней и северной обогащенных частях апофизы произведено штучное опробование с интервалом в 0,5 м, при этом из 43 проб только в тринадцати содержание молибдена измеряется сотыми долями процента, а в остальных пробах оно значительно меньше.

На северо-западном участке рудопроявления Мунгун-Тайга молибденовая минерализация имеет площадное распространение и повсеместно связана с обохренными гранитами. В пологопадающих трещинах северо-восточного простирания, секущих граниты, содержатся маломощные кварцевые прожилки, в их зальбандах присутствует молибденит, образующий гнезда и тончайшие пленки. Кроме того, в гранитах содержится рассеянная вкрапленность этого минерала.

Наибольший интерес представляет собой участок обохренных гранитов площадью 0,5 км², расположенный в 0,5 км к северо-западу от вершины горы Мунгун-Тайга. В его пределах во всех обнажениях, обычно приуроченных к водораздельным хребтам, отмечена молибденовая минерализация. Однако обогащенность участка недостаточна для полной его характеристики и поэтому ниже приводится описание отдельных пунктов минерализации, изученных в его пределах. Опробование во всех пунктах произведено точечным методом с отбором штучков по условной сетке на площадях от 4 до 12 м².

Пункт 9 имеет площадь около 3000 м². В южной наиболее обогащенной части участка в обохренных гранитах залегают маломощные рудоносные кварцевые жилы, прослеженные с перерывами вдоль обнажения на расстоянии 70 м. Их мощность колеблется от 3 до 8 см, а количество в одном профиле не превышает пяти. Содержание молибдена в трех задириковых и одной точечной

На площади рудопроявления выявлено 23 пункта минерализации, в том числе 20 пунктов молибденовой.

По своему положению относительно вершины горы Мунгун-Тайга рудопроявление условно разделяется на два участка — южный и северо-западный.

На южном участке изучено восемь пунктов молибденовой минерализации. Из них наиболее крупными являются пункты 1 и 2.

Пункт 1 приурочен к участку интенсивно обохренных гранитов, простирающихся в широтном направлении на 70 м, при ширине, равной 40—50 м. Граниты рассеяны двумя системами меридиональных и одной системой крутопадающих широтных трещин. Последние содержат кварцевые рудоносные жилы. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 15—17 см, а протяженность в среднем составляет 10—15 м. Близ западной границы участка количество субпараллельных кварцевых жил достигает 30, а близ восточной его границы ожелезненные граниты содержат лишь единичные маломощные кварцевые прожилки. Таким образом, в пределах участка количество рудоносных кварцевых тел уменьшается по направлению с запада на восток. Околожилные изменения выражены в грейзенизации гранитов, охватывающей зальбанды жил шириной до 3 см.

Кварцевые жилы и грейзены почти повсеместно несут сульфидную минерализацию. Основными рудными компонентами являются пирит, образующий гнездообразные скопления в центральных и краевых частях жил, а также молибденит, встречающийся в виде сплошных пленок или вкрапленности в трещинах жильного кварца, в зальбандах жил и в грейзенах. В незначительных количествах главным минералом сопутствуют пирротин, халькопирит, галенит и сфалерит. Вторичные рудные минералы представлены гетитом и гидрогетитом, ферримолибденитом, вульфенитом, повеллитом, борнитом и ковеллитом.

Опробование рудоносных жил произведено бороздовым методом по трем профилям, отстоящим друг от друга на 20 м. Из обохренных гранитов в пределах тех же профилей взяты штучные пробы с интервалом в 1—2 м.

Содержание молибдена в штучных пробах находится в пределах тысячных долей процента. В кварцевых жилах и грейзенах центральной и восточной линии опробования содержание молибдена не превышает 0,01—0,02%. На западном фланге участка по линии опробования взято 62 пробы, характеризующие общую мощность рудоносной зоны, равную 48 м. Во всех пробах обнаружено присутствие молибдена, причем содержание полезного компонента свыше 0,003% отмечено в 28 пробах. Из них наиболее богатые пробы отобраны на северо-западном участке площади описанного пункта минерализации. Здесь в шести про-

пробах, взятых на противоположных частях обнажения, достигает 0,1%. В центральной и северной частях площади пункта 9 имеется три обнажения размером от 30 до 300 м². На первом из них рассеянная вкрапленность молибдена в гранитах обуславливает содержание полезного компонента в 0,08%. На втором — молибденит приурочен к трещинам отдельности северо-восточного простирания и местами, кроме того, содержится в виде рассеянной вкрапленности в гранитах. Содержание молибдена в участках вкрапленного и прожилкового оруденения равно 0,08%. На третьем обнажении прожилковое оруденение пространственно обособлено от вкрапленного. Первое из них характеризуется содержанием молибдена около 0,7%, а второе — порядка 0,1%.

Пункт 10 представляет собой прожилок молибдена мощностью 2—4 м и протяженностью около 1 м. Он под острым углом пересекает пегматитовую жилу в гранитах. Молибденит, кроме того, образует несколько гнезд размером до 2 см.

Пункт 11 охватывает элювиальные крупноглыбовые отложения, протягивающиеся вдоль водораздельного хребтика на расстоянии около 350 м. Вкрапленность молибдена содержится в обломках гранита и грейзенов, гнезда этого минерала отмечены в обломках жильного кварца и на поверхностях трещин в гранитах. С помощью спектрального анализа металлометрических проб в мелкоземе элювиальных отложений установлено содержание молибдена от 0,03 до 0,3%.

Пункты 12 и 13 расположены на одном водораздельном хребтике в 170 м друг от друга. Они представляют собой обнажения на западном и восточном его окончаниях. В элювиальных отложениях, с интервалами в 20—30 м, молибденовая минерализация непрерывно прослеживается между пунктами. В пункте 12 обожженные граниты рассеяны двумя параллельными кварцевыми жилами мощностью около 2 см и протяженностью 15—20 м. В забандах жил содержится молибденит. В двух задирковых пробах молибден составляет 0,1%. В пункте 13 вкрапленность и пленки молибдена приурочены к кварцевым прожилкам, залегающим в пологопадающих трещинах северо-восточного и широтного простирания, секущих граниты, а также к поверхностям этих трещин. Мощность кварцевых прожилков достигает 5—7 см. В штуфной пробе, отобранной из рудоносного кварца, содержание молибдена равно 0,2%.

Пункты 14 и 15 приурочены к небольшим обнажениям обожженных гранитов, в которых минерализация связана с трещинами, секущими эти породы, и с кварцевыми прожилками, залегающими в трещинах. В нескольких штуфных пробах содержание молибдена колеблется от 0,04 до 0,2%.

Пункты 16, 17, 18, 19 и 20 представляют собой разрозненные участки обожженных гранитов размерами от 50 до 1000 м². В их пределах молибденовая минерализация имеет вкрапленный и

прожилковый характер, а содержание полезного компонента колеблется от сотых долей до 1,5%.

Пункт 21 вольфрамовой минерализации представляет собой останец кровли скарнированных пород на гранитах. Скарнированные породы рассеяны кварцевыми прожилками на площади 8—10 м². Жильный кварц содержит зерна шеелита. Содержание вольфрама в кварце равно 0,25%. С помощью спектрального анализа в тех же пробах установлено наличие свинца, висмута, никеля, молибдена, меди и цинка в количествах от тысячных до сотых долей процента.

Пункт 22 вольфрамовой минерализации приурочен к выходу амфиболово-пироксеновых скарнов, видимо содержащих шеелит. Содержание вольфрама в штуфных пробах по данным спектрального анализа меняется от 0,1 до 0,3%.

Пункт 23 свинцовой минерализации является небольшим обнажением живецких мраморизованных известняков, содержащих вкрапленность галенита. Содержание свинца в штуфной пробе не превышает 1%.

Шлиховое опробование элювиальных отложений исследованного района позволило выявить ряд ореолов рассеяния некоторых минералов группы полезных ископаемых*.

Минералом группы меди, из числа встречающихся в элювии рек исследованного района, является малахит. Он обычно встречается в единичных знаках спорадически, как компонент, сопутствующий галениту. Площадным распространением этот минерал пользуется в одном из левых притоков р. Асхатин-гол и в устьях рек Уландрык и Ташанта. Здесь на протяжении 2—3 км в элювиальных отложениях встречаются единичные знаки малахита. Зерна малахита имеют размер 0,2—0,4 мм. В элювии р. Асхатин-гол они хорошо окатаны, а в отложениях рек Уландрык и Ташанта — угловаты.

Минералы группы свинца в элювиальных отложениях встречаются повсеместно. Значительные ореолы их распространения, протяженностью более 10 км, образованы на западном и восточном склонах горного массива Талду-Аир, в бассейне рек Кызыл-Шин и Асхатин-гол. В пределах этих ореолов концентрация зерен галенита и вторичных минералов свинца в элювии измеряется несколькими знаками на шлах. Повышенные содержания (порядка нескольких десятков знаков) характеризуют шлиховые пробы, взятые в районе пади Согонду (западный склон Талду-Аир), а также в левых притоках Асхатин-гола и в долине р. Кызыл-Шин, близ северной и западной границ листа М-45-XXIV. В группу минералов свинца на исследованной территории входят: галенит, церуссит, англесит, пироморфит и крокоит. В элювиальных отложениях р. Асхатин-гол и ее ле-

* В тексте отчета приводится описание крупных ореолов рассеяния. Данные об ореолах небольших масштабов помещены в приложении 4.

ческой и молибденовой минерализаций на значительной территории, большие ореолы рассеяния галенита и вульфенита в аллювии участка служат тому бесспорными доказательствами.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Водоснабжение исследованного района в основном базируется на ресурсах поверхностных вод.

Подземные воды, немногочисленные выходы которых имеются на территории листа М-45-XXIV, относятся к типу грунтовых вод. Среди них наиболее широко развиты подземные воды, связанные с делювиальными отложениями, и воды подрусловых потоков в долинах крупных рек. Значительным площадным развитием пользуются надмерзлотные воды типа верховодки, но практического значения они не имеют. В целях водоснабжения местное население постоянно пользуется несколькими источниками трещинных вод.

Источники, связанных с делювиальными отложениями, много на западных склонах горы Талду-Аир, где верховья долин выполнены рыхлыми отложениями, а у подножий склонов развиты конуса выноса. Этот обломочный материал служит коллектором атмосферных и снежных вод, источники же приурочены к периферическим частям полей распространения этих образований. Дебит такого типа источников $0,3-0,5$ л/сек. Вода в них чистая, холодная, хороших вкусовых качеств. В засушливые летние и осенние месяцы дебит источников резко сокращается. Воды аллювиальных отложений (подрусловые потоки) приурочены к долинам крупных рек. Их выходы в виде многочисленных мелких источников образуют широкое заболоченное пространство в низовьях р. Юстыд. По своим качествам эти воды близки поверхностным.

Образование надмерзлотных вод связано с сезонным оттаиванием вечной мерзлоты. В летние месяцы эти воды скапливаются в пониженных участках рельефа, образуя заболоченные пространства. Последние характерны для верховий многих рек и для моренного поля у подножий хр. Чихачева.

Выходы трещинных вод, как правило, связаны с зонами тектонических нарушений. Эти источники отличаются сравнительно постоянным дебитом и не иссякают в течение всего годового цикла. Трещинные воды обладают умеренной жесткостью, по степени минерализации относятся к пресным, а по химическому составу — к гидрокарбонатным и сульфатно-гидрокарбонатным водам, преимущественно — кальциево-магниевого, реже — натриевого.

Источники трещинных вод не каптированы, чем, видимо, объясняется повышенное содержание в них аммония и присутствие нитритов. Дебиты четырех источников на склонах долин Юстыд и Бар-Бургазы не превышают 2 л/сек. В устье пади Тосте-Гобо источник имеет дебит около 1 л/сек.

5 Зак. 03299

вых притоков значительным распространением пользуется вульфенит. Зерна этих минералов всегда хорошо окатаны, их размеры, как правило, варьируют от $0,1$ до $0,4$ мм. Отклонение от этой закономерности замечено для зерен вульфенита, величина которых не превышает $0,2$ мм.

Минералы группы свинца в ряде шлиховых проб сопровождаются единичными знаками сфалерита и малахита.

Многочисленные мелкие проявления полиметаллической и медной минерализаций, часть которых уже выявлена при геологических исследованиях, несомненно служат источниками рассеяния галенита, сфалерита и малахита.

Золото на Горном Алтае сопутствует ртутной минерализации и, видимо, поэтому его зерна находятся в пределах контура рассеяния киновари.

Минерал группы ртути — киноварь обнаружена в аллювии среднего течения р. Уландрык и р. Кызыл-Шин, ниже ее излучины. Единичные знаки киновари встречаются в руслах этих рек на протяжении $3-5$ км. В одной шлиховой пробе киноварь обнаружена только в аллювии р. Бар-Бургазы ниже устья р. Куру-Узек. Зерна киновари отличаются плохой окатанностью, их размеры не превышают $0,1$ мм. Находки киновари в аллювии р. Уландрык и Кызыл-Шин должны рассматриваться как закономерное явление, поскольку исследованный район лежит близ границы ртутного пояса Горного Алтая (Нехорошев, 1951). На известных ртутных месторождениях Курайской зоны киноварь связана с жильными телами карбонатного состава. Карбонатные и баритовые рудоносные жилы используются широким распространением на кызылшинском участке и отчасти в бассейне р. Уландрык, чем, может быть, и объясняется распространение здесь киновари.

При выветривании верхнедевонских гранитов в речную сеть поступает большое количество монацита и шелита, входящих в состав названных интрузивных пород. Эти минералы разносятся по всем водотокам исследованного района, создавая так называемый шеелитовый и монацитовый фон. Повышенные концентрации монацита установлены для всей области западных склонов хр. Чихачева. В одной пробе, взятой в верховьях р. Корум-Ту, концентрация монацита достигает 1 г/т.

Генетически полиметаллическая, медная и молибденовая минерализация связаны с верхнедевонскими микроклиновыми гранитами и с диабазовыми дайками происхождением от единого глубинного очага. Пространственная связь наиболее крупных рудопроявлений с указанными интрузивными телами в исследованном районе проявляется достаточно ясно.

С поисковой точки зрения, безусловно, заслуживает внимания левобережье р. Асхатин-гол и особенно участок рудопроявления Мунгун-Тайга. Наличие явных признаков полиметалли-

Красильников С. П., Ланда М. Н., Головя С. В. Материалы к государственной геологической карте Союза ССР м-ба 1:500 000, лист М-45-XXIV. Фонды ВАГТ, 1953.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. Тезисы докладов Межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.

Манеев В. М., Усков П. С., Козырина И. К. Отчет Горно-Алтайской геофизической экспедиции о проведенных работах на Алтае в 1952 г., ВГФ.

Родыгин А. И., Крацова Л. И. Геологический отчет Северо-Чуйской партии Курайской экспедиции Западно-Сибирского геологического управления за 1952 г. Фонды Зап.-Сиб. геол. упр., 1953.

Родыгин А. И. Геологический очерк хр. Сайлюгем. Диссертация. Библиотека им. В. И. Ленина, 1956.

Черноморский М. А., Мусиенко З. В., Трифонов Н. П., Раковец О. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, лист М-45-XXIII. Серия Алтайская, Фонды ВАГТ, 1958.

Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. Фонды Ин-та геол. АН СССР, 1952.

ЛИТЕРАТУРА

Горностаев Н. Н. О месторождениях полезных ископаемых Горного Алтая. Изв. Зап.-Сиб. геол. упр., т. XI, вып. II, 1931.

Кузнецов В. А. Основные этапы развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. XII, 1952.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, 1954.

Кузнецов В. А., Семенов А. П. Геологическая карта СССР, лист М-45, 1948.

Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая. Тр. Всесоюз. геолразв. объединения, вып. 77, 1932.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Алтая и Калбы, 1951.

Обручев В. А. Алтайские этюды. «Землеведение», часть II, 1915.

Сапожников В. В. По Монгольскому и Русскому Алтаю, 1905.

Сапожников В. В. Русский и Монгольский Алтай. Географиз, 1949. Tschihatcheff P. Voyage scientifique dans l'Altai oriental. Paris, 1845.

Фондовые материалы

Белостоцкий И. И., Потапова М. С., Шапошникова Г. Ф. Стратиграфия девонских отложений района Чуйской котловины и особенности геологического строения кызылшинского участка на ее северо-восточной окраине. Промежуточный отчет стратиграфической партии по теме «Стратиграфия девонских отложений Восточного Алтая» за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.

Волочкович К. Л. Геологическое строение Приобдосского нагорья и хр. Сайлюгем в Северо-Западной Монголии (отчет по геологической съемке м-ба 1 000 000). ВГФ, 1954.

Вишневский А. А., Алмазов И. Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа М-45-XXVIII (бассейны рек Бугузуна и Могун-Бурень). ВГФ, 1958.

Голошейкин Б. В. Отчет Становой партии (Талду-Аир). ВГФ, 1950.

Девяткин Е. В., Немова Т. В., Яковлев Б. А. Макет геологической карты СССР масштаба 1:200 000, лист М-45-XXIV. Серия Алтайская. ВГФ, 1957.

Дубинкин С. Ф. Геолого-экономический очерк Горного Алтая. ВГФ, 1952.

Коржнев Н. С., Павлов Г. В. Геологический отчет о проведении в 1947 г. геологических работ в юго-восточной части Горного Алтая. Фонды Запсибцветмет, 1948.

Краснопеева П. С. Мшанки среднего и верхнего девона Алтая. Мат. по геологии Западно-Сибирского края. ВГФ, 1934.

Приложение 1

Список материалов, использованных для составления карты
полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы авторов	Название работы	Год составле- ния или изда- ния	Местонахожде- ние материала, его фондовый номер или место издания
1	Дубинкин С. Ф.	Геолого-экономический очерк Горного Алтая	1952	ВГФ
2	Голошейкин Б. В.	Отчет Становой партии	1950	ВГФ
3	Коржнев Н. С., Павлов В. Г.	Геологический отчет о проведении в 1947 г. геологопоисковых работ в юго-восточной части Горного Алтая	1948	Фонды Записб- цветмет
4	Красильников С. П., Ланда М. Н.	Материалы к государ- ственной геологической карте Союза ССР мас- штаба 1:500 000. Лист М-45-XXIV	1955	Фонды ВАГТ
5	Минеев В. М., Усков П. С., Козырина И. К.	Отчет Горно-Алтай- ской геофизической экс- педиции о проведенных работах на Алтае в 1952 г.	1954	ВГФ
6	Нехорошев В. П.	Тектоника и металло- гения Алтая и Калбы	1951	Фонд ВАГТ
7	Родыгин А. И.	Отчет о работе 1951 г. (шлиховая партия № 42)	1952	ВГФ
8	Родыгин А. И.	Геологический очерк хр. Сайлюгем	1956	Всесоюзная библиотека им. В. И. Ленина

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-45-XXIV карты полезных
ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ на карте	Индикс на клетки на карте	Наименование месторождений и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип место- рождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использо- ванного материала по списку (прилож. 1)
31	II-1	Рудный лог (железо)	Не эксплуатируется	К	5
29	II-1	Ташантинское (полиметаллы)	То же	К	7
8	I-1	Ключ Становой (полиметаллы)	”	К	2

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

№ на карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использо- ванного мате- риала по списку	Примечание
------------	-----------------	---	---------------------------	---	------------

Черные металлы

Выход руды кварцево-гематитового песчанника. Мощность руды изменяется от 0,3 до 0,6 м. Содержание железа в пробах колеблется 31%. С помощью спектрального анализа в рудном теле установлено присутствие никеля и меди.

Крупные обломки (10—50 см) гематита среди осколков левонских песчанников и сланцев. Обломки гематита образуют по-
лосу шириной 5—8 м, прослеженную в се-
веро-восточном направлении на протяже-
нии 50 м

4

7

Легкие металлы

Медь

Серия кварцевых жил с гнездами халь-
копирита, приуроченная к зоне распада-
ния вулканических пород. Глииз контакта
с аргентитовыми гранитами. Протяженность
рудносовой зоны 200 м, мощность 50 м

27 II-1 Левый борт долины р. Улан-
рык близ ее устья

37 III-2 Правый склон долины р. Та-
шанта

1 I-1 Правый склон долины р. Ко-
кури в 4 км к западу от
пос. Узул-Тал

2 I-1 Левый склон долины кюча
Кундуяк, близ его устья

6 I-1 Левый борт долины р. Кы-
зыл-Шин в 4 км к северо-во-
стоку от пос. Кокорю

9 I-1 Правый борт долины р. Кы-
зыл-Шин

15 I-2 Верховья левого безымян-
ного притока р. Бар-Бурага

Даритовые, карбонатные и кварцево-кар-
бонатные прожилки с натеками малахита,
секущие отложения юстидской серии

Зона брекчирования, секущая песчанники
бортунской свиты. Мощность зоны не пре-
вышает 30 см. По простиранию она про-
слежена на несколько метров. На облом-
ках песчанников, в пределах зоны, установ-
лены натеки медной зелени

2

2

2

2

2

Полиметаллы

5 I-1 Западный склон горного
массива Тагау-Аир. Верховья
кюча Кварцевого

20 I-4 В правом борту долины
Верховья р. Цуэту-Сай,

Серия сульфидных кварцевых и
кварцево-карбонатных прожилков, зале-
гающих в алевритовых ташигинской сви-
ты. В жильном кварце содержится убогая
вкрапленность гематита и сфалерита. Из
120 проб только в двух содержится свинец
достигает 1—2%. Мощность рудоносной
зоны колеблется от 40 до 90 м.

Вкрапленность гематита в известняках,
на площади 6 м². Содержание свинца по
данным спектрального анализа 0,3—1,0%

№ на карте	Индекс на карте	Название (местонахождение, проявления и вид полезного ископаемого)	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
------------	-----------------	--	---------------------------	---------------------------------------	------------

Редкие металлы

Вольфрам

Шеелитовые скандированные породы близ контакта с послевулканическими гранитами. Площадь рудопроявления не превышает 20 м². Содержание вольфрама, определяемое спектральным анализом, не более десятых долей процента

Молибден

Крупное гидротермальное рудопроявление молибдена, связанное с интрузией познелевуосских гранитов. Всего выявлено 20 пунктов молибденовой минерализации на площади в 2,5 км². Оруденение молибденное и вкрапленное. Содержание молибдена в руде колеблется от 0,01 до 1—2%. Главные рудные минералы: молибденит, ферримоллибдит, вольфрамит и новеллит. Кварцевая жила с гнездами молибдена прослежена на 2—2,5 м при мощности 3—4 см

19

1-4

Вершина горы Мунгун-Тай-та и верховье р. Цуэту-Сай, правый склон долины

21

1-4

Вершина горы Мунгун-Тай

25

1-4

Восточный склон р. Эрен-Капач

№ на карте	Индекс на карте	Название (местонахождение, проявления и вид полезного ископаемого)	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
------------	-----------------	--	---------------------------	---------------------------------------	------------

Легкие металлы

Медь

Левый склон долины р. Асха-тин-гол. Долина падн Ташанта, в районе одноименного поселения. Долина р. Уландрык, в 5 км выше устья

23

1-4

28

II-1

34

III-1

Единичные знаки малахита, вольфрамита, ванадинита, базовисмутина. Единичные знаки малахита. Единичные знаки малахита, касситерита

Свинец

Долина р. Кызыл-Шин. Западный склон массива Тайлу-Анр. Верховье р. Янт-Су

3

1-1

4

1-1

10

1-2

Минералы группы свинца: галенит, пирит, пироморфит и др. Содержание от единиц до десятков знаков. Минералы группы свинца. Содержание — единичны и десятки знаков. Единичные знаки минералов группы свинца

2

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-45-XXIV карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000 (не данным шихового опробования альбомных отложений)

№ на карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
11	1-2	Верховье притока р. Янт-Су	Единичные знаки, местами десятки знаков минералов группы свинца, малахита, базовисмутитина	Единичные знаки минералов группы свинца	
12	1-2	Долина р. Курру-Узек и верховья ф. Янт-Су	Единичные знаки минералов группы свинца	То же	
13	1-2	Долина р. Кольдук			
14	1-2	Долина р. Бар-Дургазы			
16	1-3	Верховье р. Курру-Узек	Единичные знаки минералов группы свинца, малахита и арсенопирита. Десятки знаков циркона и монацита	Десятки знаков минералов группы свинца, Единиичные знаки вольфрамита	
17	1-3	Долина р. Асхатинин-гол в 1 км к юго-востоку от г. Цаурухнин-Тогорой	Десятки знаков минералов группы свинца, Единиичные знаки вольфрамита. Монацит содержится в концентратах от 0,1 до 1,2 на тонну аллювия	Единичные знаки минералов группы свинца, малахита и вольфрамита	
18	1-3	Верховья р. Кара-Оюк и ее правые притоки	Единичные знаки минералов группы свинца, малахита и вольфрамита	Единичные знаки минералов группы свинца	
24	1-4	Район горы Мунгуй-Тайга	Единичные знаки минералов группы свинца, базовисмутитина, малахита, вольфрамита. Повышенное содержание минералов свинца отмечено в источках ручьев близ горы Мунгуй-Тайга (десятки знаков)	Единичные знаки минералов группы свинца (десятки знаков)	
26	11-1-2	Долина р. Юстыл, в 6 км к северу от пос. Ташанта	Единичные знаки минералов группы свинца и киновара	Единичные знаки минералов группы свинца и киновара	

30	11-1-2	Паль Ташанта и долины ее правых притоков	Десятки знаков минералов группы свинца, Единиичные знаки вольфрамита, касситерита и малахита	Единичные знаки минералов группы свинца	
32	11-2	Паль Кошкар-Даш	Единичные знаки минералов группы свинца	Единичные знаки минералов группы свинца	
33	11-3	Верховья р. Ботулы (левая ветвь)	Единичные знаки минералов группы свинца, малахита	Единичные знаки минералов группы свинца, малахита	
35	111-1	Долина р. Уландрык в 6 км, выше устья р. Б. Шибеты	Единичные знаки золота	Единичные знаки золота	
22	1-4	Левый борт долины р. Асхатинин-гол, долина безымянного ключа	Единичные знаки молибденита и вольфрамита, а также галенита, ванадинита, цинкита, пироморфита и базовисмутитина	Единичные знаки молибденита и вольфрамита, а также галенита, ванадинита, цинкита, пироморфита и базовисмутитина	
7	1-1	Долина р. Кызыл-Шин		Единичные знаки киновара и золота	
36	111-1	Средняя часть долины р. Уландрык		То же	
					5
					2

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение (Яковлев Б. А.)	3
Стратиграфия	8
Палеозой (Яковлев Б. А.)	9
Верхний кембрий — нижний ордовик	9
Нижний девон	11
Средний девон	13
Средний и верхний девон	26
Верхний девон	27
Кайнозой (Девяткин Е. В., Яковлев Б. А.)	31
Неогеновая система	31
Четвертичная система	34
Интрузивные образования (Яковлев Б. А.)	34
Тектоника (Яковлев Б. А.)	40
Геоморфология (Девяткин Е. В., Яковлев Б. А.)	50
Полезные ископаемые (Яковлев Б. А., Нусинсон Л. С.)	55
Подземные воды (Яковлев Б. А.)	65
Литература	66
Приложения	68

Редактор издательства Л. Н. Федорова
Технический редактор С. А. Пенькова Корректор В. А. Гераскина

Подписано к печати 1/IX 1961 г.
Формат бумаги 60×90/16. Бум. л. 2,37. Печ. л. 4,75. Уч.-изд. л. 4,96
Тираж 250 экз. Зак. 03299

Картфабрика Госгеолтехиздата