

52 (с 182.1)
4 587

Т Р У Д Ы

Всесоюзного Геолого-Разведочного
Объединения Н. К. Т. П. С. С. С. Р.

Выпуск 177.

TRANSACTIONS

of the United Geological and Prospecting
Service of U. S. S. R.

Fascicle 177.

В. П. Нехорошев.

МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ ГЕОЛОГИИ ГОРНОГО АЛТАЯ.

С 1 картой и 4 таблицами.

V. Nekhoroshev.

Contribution to the geology of High Altai.

With 1 map and 4 plates.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ВСЕСОЮЗНОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ
МОСКВА—1932—ЛЕНИНГРАД.

2001829
4587
Т Р У Д Ы

Всесоюзного Геолого-Разведочного
Об'единения Н. К. Т. П. С. С. С. Р.

Выпуск 177.

TRANSACTIONS

of the United Geological and Prospecting
Service of U. S. S. R.

Fascicle 177.

В. П. Нехорошев.

МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ ГЕОЛОГИИ ГОРНОГО АЛТАЯ.

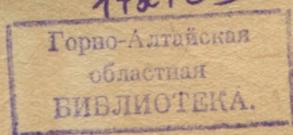
С 1 картой и 4 таблицами.



В. Nekhoroshev.

Contribution to the geology of High Altai.

With 1 map and 4 plates.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ВСЕСОЮЗНОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ
МОСКВА—1932—ЛЕНИНГРАД.

*Центральный Научно-Исследова-
тельский Геолого - Разведочный
Институт*

Сектор Геологической карты

*The Central Scientific Geological
and Research Institute*

The Sector of Geological Survey

Материалы для геологии Горного Алтая.

В. П. Нехорошев.

Contribution to the geology of High Altai. By V. P. Nekhoroshev.

ПРЕДИСЛОВИЕ.

Летом 1925 г. в связи с тем, что в Рудном Алтае, где я до этого работал на детальной геологической съемке, не оказалось подготовленной топографической основы, Западно-Сибирская секция б. Геологического Комитета предложила мне произвести маршрутное исследование в Горном Алтае, о строении которого в то время представление было достаточно неясное и далеко не отвечающее действительности.

Маршрутное исследование 1925 г. вполне оправдало себя, дав совершенно иное геологическое освещение, основанное на многочисленном фактическом материале, и, кроме того, были выявлены некоторые, неизвестные ранее, заслуживающие внимания месторождения полезных ископаемых. Это, в связи с тем, что в следующем 1926 г. в Рудном Алтае подготовленной топографической основы также не оказалось, явилось причиной того, что мне было предложено продолжить маршрутные исследования и в 1926 г., которые также внесли ряд существенных дополнений и изменений в познание геологии Горного Алтая и его полезных ископаемых.

Летом 1925 г. исследование производилось преимущественно по колесным путям, на долю вьючного пути падает не более трети всего маршрута (около 300 км.). В исследовании этого года моим помощником была А. И. Никифорова. Исследование было произведено по следующему маршруту: Бийск—Манжерок—Чепош, по тракту с остановками в Манжероке и Чепоше и экскурсиями пешком и верхом для более детального ознакомления с геологическим строением; затем вьючная часть пути вверх по Катунь до устья Уруссула. В виду необычайного разлива смывшего все тропы, объезд участка Катунь через Хабаровку на перевоз Кор-кечу. Далее вьюком же по Чуйскому тракту до ст. Чибит с остановками в наиболее интересных пунктах и обратно до устья Чуи. Затем вверх по Катунь до устья Казнахты, подъем по рч. Казнахте на Теректинский хребет (асбестовое месторождение) и спуск обратно, с маршрутом до Котанды. От Котанды вьюком до Ак-кемского ледника и обратно.

Дальнейший маршрут исключительно колесный: Котанда—Абай—Черный Ануй. Остановка в последнем для более детального исследования окрестностей. Далее маршрут на с. Солонечное, деревни Булатову, Баранчу, с. Алтайское. Отсюда по Чуйскому тракту через села

Сарасу, Комар, Чергу, с замыканием петли с Катунским маршрутом. Далее по тракту через Семинский белок и по соединительному тракту от Онгудия до Усть-Кана и на Черный Ануй. Из последнего на Новую Белокуруху и Бийск.

Главные результаты исследований этого лета: установление во многих пунктах Горного Алтая фаунистически доказанных силурийских отложений, предпосылки к вероятному наличию кембрия, фиксирование нескольких новых месторождений полезных ископаемых.

Летом 1926 г. исследование производилось исключительно вьючным путем в весьма тяжелых условиях, большей частью в местах совершенно не населенных. Моими помощниками в этом году были А. И. Никифорова и С. Е. Максимов.

Проводником и старшим по каравану в 1925 и 1926 гг. был коренной уроженец Горного Алтая И. Я. Чучегоев, который оказал особенно ценные услуги во время маршрутного исследования 1926 г. Успех экспедиции 1926 г. в районе, лишенном удовлетворительной топографической основы, в значительной мере зависел от его знания местности, находчивости в затруднительных случаях и глубокого интереса к задачам экспедиции.

Исследование 1926 г. было проведено по маршруту от с. Чепоша через с. Чемал, далее по водоразделу рек Катунь и Чемала в верховья системы р. Сумульты, где на рч. Ак-Саусканде была остацовка с целью более детального исследования. Затем далее маршрут через верховье р. Кадрина по рч. Аспате к р. Башкаусу, перевал мимо озера Балыктыкуль к р. Чулышману, вниз по последнему до Телецкого озера с остановкой на устье Чулышмана; затем вверх по Чулышману и вдоль правобережья р. Чульчи на водораздел с системой р. Абакана, заезд и детальное исследование Эжеминского месторождения в верховьях системы Абакана, маршрут через Сайгоныш к Чульче, вверх по последней до государственной границы, маршрут на водораздел Чульчи и Шавлы, спуск в долину Чулышмана в урочище Чодра, экскурсия вниз по Чулышману; переправа через р. Шавлу (неудачная) и маршрут вверх по Чулышману до истоков на границе с Тану-Тувой. Отсюда через вершину Чулышмана и р. Бугусун в Чуйскую степь (Кош-агач). Из Чуйской степи круговой маршрут через Курайский хребет по рч. Тобожок, по Башкаусу до Улагана по р. Квадру с заездом в вершину, далее по рч. Чибиту и по Чуйскому тракту до Кош-агача. Из последнего маршрут по рч. Тархатте на Ясатер, с заездом на Джюмалу, далее вниз по Аргуту до устья рч. Коксу, по последней до вершины и перевал на Рахмановские ключи. Наконец с последних на п. Уруль и далее уже по тракту до пароходной пристани Малокрасноярской. Всего летом 1926 г. вьюком было сделано около 1.500 км., экспедиция протекала в суровых условиях, и одна неудачная переправа, когда на р. Шавле разбило плот, лишь по счастливой случайности не закончилась катастрофой, хотя и вызвала серьезные осложнения благодаря гибели части продовольствия и личного имущества персонала партии, а также гибели редких по трудной доступности фотографических снимков. Главнейшие результаты этой экспедиции: бесспорное установление в Горном Алтае кембрия; уточнение ряда стратиграфических соотношений; обследование и сбор газов на двух труднодоступных термах Алтая; обнаружение нескольких новых и выяснение характера некоторых ранее известных, но неясных по своему значению месторождений полезных ископаемых.

В ближайшие же годы после указанных исследований, главнейшие результаты этих исследований в сжатой форме, единственной по тому времени пригодной для сравнительно быстрого опубликования, были на-

печатаны в изданиях б. Геологического Комитета. Полный отчет по этим исследованиям предполагалось дать после соответствующей детальной проработки материалов специалистами по разным вопросам. К сожалению, обработанной оказалась лишь петрография. Отдельные группы окаменелостей, распределенные по специалистам, перегруженным другими более срочными материалами, так и не дождались пока еще обработки.

С другой стороны, во время маршрутных исследований приходилось неоднократно убеждаться в том, что существующая десятиверстная карта, которой приходилось пользоваться в большей части исследованного района, местами весьма далека от истины. Вместе с тем, по сведениям, полученным в Омском Военно-Топографическом Отделе, в ближайшее время предполагалось выпустить в свет миллионную карту Алтая, на которой по новейшим данным внесены изменения и исправления. Естественным казалось поэтому подождать опубликовывать геологическую карту, составленную на основании маршрутов в 1927 г. и выставленную в Геологическом Музее для общего пользования, с тем чтобы перенести маршрутные данные на более совершенную основу. Это тем более казалось целесообразным, что подробное описание маршрутов, являющееся основным фактическим материалом, по существующим правилам не печаталось и не печатается, а главнейшие достижения в краткой форме были своевременно опубликованы. Однако исправленной карты нет до сих пор, хотя прошло уже пять лет; вместе с тем в Горном Алтае разворачиваются крупные геологические исследования, поэтому опубликование в настоящее время тех основных данных, которые были получены в результате маршрутных исследований и которые должны явиться канвой для более детальной геологической съемки, иллюстрированных картой хотя бы и на неточной основе, представляется вполне рациональным.

В данной работе главное внимание сосредоточено на стратиграфии и тектонике, что вместе с опубликованной работой Ю. А. Мархилевич по петрографии Горного Алтая (1930) и моей работой по полезным ископаемым даст известное представление о геологическом строении Алтая.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТНОСТИ ПО ОСНОВНЫМ МАРШРУТАМ.

От Бийска до Улалы.

От г. Бийска на Улалу, после переправы через Бию, дорога идет пересекая водораздел Бии и Катуня, сложенный постплиоценовыми отложениями. В с. Сростках дорога раздваивается: один путь, более короткий и удобный, но недоступный при высоком уровне воды в Катуня, связан с двумя поромными переправами—в Сростках и в Платовой-Майме. Второй путь, несколько длиннее и значительно хуже, идет все время вдоль правого берега Катуня до Маймы, где оба варианта соединяются.

На первом варианте пути, уже в самом селе Сростках, на правом берегу Катуня, под террасой выходят скалы крупнозернистого розового гранита, прорезанного тонкими (до 5 см.) жилами порфирита.

После переправы, вблизи Катуня, на левом берегу среди пойменной части долины выходят совершенно изолированные небольшие гранитные скалы, возвышающиеся метра на 2 над окружающей местностью. Очевидно такого же характера и скалы правого берега, но только там они погребены под рыхлыми наносами, которые здесь смыты. Эти скалистые выходы имеют вид курчавых скал и не исключена возможность, что в прошлом они представляли неровности дна Катунского ледника.

В дальнейшем путь по этому варианту пролегает среди ровной широкой долины Катуня, возвышающейся метров на 12—15 над уровнем реки, и в геологическом смысле никакого интереса не представляет. По дороге попадаются крупные (до 15 см. диаметром) хорошо окатанные валуны—очевидно отложения древней долины, обнажившиеся под тонким почвенным слоем. Обрыв Катуня сложен галечником, в подавляющей массе состоящим из более или менее плоских галек, разнообразного состава диаметром 3—8 см., среди которых изредка встречаются валуны до 25 см. диаметром, и, наконец, единичные валуны (гранита), слабо окатанные, достигающие диаметра 1,5 м. Наличие этих последних едва ли можно объяснить чем-нибудь иным кроме приноса древним ледником.

Перед с. Шульгин лог начинаются первые, едва заметные отроги Алтая и далее дорога проходит глубоким логом, по бокам которого местами выступают скалы коренных пород. В верхнем конце с. Шульгин лог, на левой стороне лога у берега Катуня имеются скалистые выступы вертикальных слоев зеленых метаморфических хлоритово-глинистых сланцев, а выше в логу среди задернованного склона выдается почти вертикальная дайка порфирита высотой до 4 м., имеющая простирание $NE\ 10^\circ$ и мощность до 3,5 м. Противоположный, обращенный к западу склон лога, возвышающийся над дном лога метров на 20, сложен валунной толщей, такого же вида, как и в обрыве террасы Катуня. Между Шульгиным логом и Платовой дорога проходит по неровной местности, имеющей весьма сложный микрорельеф, носящей определенный моренный

характер. Повидимому, это следы более длительной задержки ледника, что вполне естественно, так как здесь до некоторой степени граница широкой степной и узкой горной частей долины Катуня. После переправы на пороге в Платовой этот вариант пути вновь соединяется с правобережным.

По этому второму варианту дорога выше Сростков идет по широкой долине, лишенной крупной водной артерии, но сильно изрезанной длинными безысточными впадинами, иногда заполненными водой и в таком случае имеющими вид типичных стариц. Эта долина значительно выше современной долины Катуня, от которой она отделена высоким узким гребнем—остатками древней террасы, сложенным, как и терраса на правом берегу р. Бии у г. Бийска, лёссовидными суглинками, содержащими четвертичных гастропод. Очевидно вышеупомянутая безречная долина не что иное, как часть русла Катуня, покинутого по какой то причине последней уже давно, когда уровень Катуня был значительно выше современного.

Выше дорога, идущая вдоль правого берега Катуня, близ устья р. Иши идет по самому берегу, под обрывом, сложенным метаморфическими сланцами. В с. Майма (Чергачак), расположенном на Катуня при устье Маймы, проходит мощная гряда, почти перегораживающая р. Майму и покрытая крупными, торчащими из почвы, округленными глыбами, разбросанными в хаотическом беспорядке и представленными главным образом гранитом. Едва ли можно сомневаться в том, что здесь мы имеем дело с мореной, что и было в свое время отмечено Гране. Далее на Улалу ведет длинный сравнительно пологий подъем, а затем перед самой Улалой крутой спуск в глубоко врезанную долину Маймы.

От Улалы до Чемала.

По дороге из Улалы к Айскому перевозу, после перевала через хребтик, отделяющий долину Маймы, дорога спускается в широкую (не менее 0,5 км.) ровную сухую долину, не имеющую ясно выраженного уклона и лишенную не только речки, но даже и ручейка. По бокам эта долина окаймлена двумя, расположенными одна над другой террасами, высотой над уровнем долины метров 25. На террасах среди рыхлых отложений видны крупные неправильные глыбы камней. Эта сухая долина проходит под острым углом к долине Катуня, и высота перевала между ними, покрытого на плоской вершине крупным галечником, не превышает 50 м. Повидимому здесь мы также имеем одно из брошенных русел Катуня или ледникового потока, двигавшегося по ее долине.

Долина Катуня здесь носит уже определенно горный характер: то на правом, то на левом берегу к реке вплотную подходят скалы, высота которых измеряется сотнями метров. Геологическое строение этого участка Катуня в свое время было подробно описано С. А. Яковлевым (49), а потому здесь оно дается в самых кратких чертах лишь постольку, поскольку это необходимо для связи с дальнейшим. Берега Катуня между селами Айским и Чемалом сложены древними мраморизованными известняками и генетически связанными с ними кремнями, которые прорваны и перекрыты покровами авгитовых порфиритов и их туфов, сменяющихся сланцами. Все эти толщи интенсивно метаморфизованы, и в частности порфириты местами по краям рассланцованы до состояния хлоритовых сланцев, неотличимых от таковых же происшедших за счет метаморфизма глинистых сланцев. Простираение известняков и сланцев в этом районе близкое к меридиональному, с отклонением

и к западу и к востоку, при чем следует оговориться, что в сланцах, за немногими исключениями в тех случаях, где имеются прослойки, отличить истинное падение от интенсивно развитой ложной сланцеватости совершенно невозможно. Более подробно известняки и кремни были изучены в окрестностях с. Чепош, на правом берегу р. Чепош. Здесь вверх по долине р. Чепош имеем следующий разрез: вначале скалистые выступы ясно-слоистых вонючих известняков, цвет которых изменяется от серого до черного. Известняки переслаиваются с кремнями весьма разнообразной серой окраски от почти чисто белых до черных. Направление падения, как это удалось установить по полосчатости, крайне изменчивое; на протяжении менее 20 м. падение изменяется от SSE $150^\circ \angle 80^\circ$ до SSW $195^\circ \angle 65^\circ$. Такого же характера изменения наблюдаются и далее, при чем известняк почти нацело заменяется кремнем. Толща кремней, с весьма изменчивым простиранием (изменение в пределах 90°) и углом падения (от 50° до 90°), прослежена вверх по р. Чепошу метров на 300, а выше их сменяют сильно смятые филлитизированные темносерые и серые сланцы, падающие на W 280° под углом 75° . Отсутствие прослоек не позволяет с уверенностью решить, имеет ли здесь место истинное падение пластов, или же это вторичная сланцеватость. Выше сланцы прорваны жилой авгитового порфирита мощностью до 5 м., а еще выше в сланцах появляются полоски и прослои кремней и в меньшем количестве известковые прослойки, при чем далее количество этих прослоев возрастает, и вскоре остаются лишь сравнительно небольшие полоски сланцев среди преобладающих прослоев кремня и известняка. Здесь выходы коренных пород скрываются под наносами, а потому условий залегания их проследить не удалось. Такого же приблизительно характера имеем разрез и в долине Катуня вниз от устья р. Чепош. Здесь вначале представлены исключительно известняки с кремнями, имеющие общее господствующее падение на NE под углом 50° , осложненное мелкой складчатостью, местами принимающей характер плойчатости. Местами наблюдаются весьма мелкие купола и нередки мелкие сбросы. Здесь великолепно прослеживается взаимоотношение известняка с кремнем. Местами есть выходы, где известковые и кремнистые прослойки, толщиной от 0,3 мм., взаимно переслаиваясь, образуют довольно мощные пачки. Здесь же наблюдается послыйное переслаивание и более мощных прослоек известняка и кремня, среди которых имеют наибольшее развитие прослои мощностью в 3—5 мм. Затем имеются уже мощные слои кремня среди известняков, достигающие мощности нескольких метров; иногда среди них слои известняков представлены примерно в равном количестве, иногда в подчиненном, в виде более тонких и редких прослоев. Наконец, в некоторых местах на протяжении десятков метров представлены исключительно кремни. Тонкие прослои кремня обычно параллельны слоям известняка, иногда то же наблюдается и в толстых слоях, но на ряду с этим встречаются и линзовидные кремни среди известняков, или же имеющие форму неправильных округленных и тупо кончающихся тел. В тонко переслоенном штуде кремня с известняком помимо параллельных прослоек кремня имеется еще сеть неправильных тончайших кремнистых жилок, секущих переслоенные слои. Эти данные позволяют думать, что окремнение здесь происходило не в один, а в два, если не больше, приема. Тонкие слои кремня отложились одновременно с известковыми, или во всяком случае в близкий по времени период, тупые и линзовидные тела явились следствием более позднего замещения, может быть, еще не окаменевших, но уже сложившихся слоев, и наконец тонкие секущие жилки очевидно наиболее позднего происхождения, в связи с горообразова-

тельными процессами, обусловившими трещиноватость слоев, заживленную циркулировавшими кремнистыми растворами.

Несмотря на тщательные поиски, никаких следов фауны ни в известняках, ни в кремнях обнаружить не удалось, хотя конечно это еще не значит, что толща безусловно не имеет, так как на исследовании указанного разреза можно было, по условиям работы, посвятить лишь несколько часов, и более длительные и внимательные поиски возможно смогут привести к благоприятным результатам.

Ниже в этой известково-кремнистой толще начинают появляться сильно метаморфизованные, филлитизированные глинистые сланцы, которые далее преобладают. В этом месте толща прорвана выходом порфирита, содержащего вкрапленники пирротина и кальцита. Далее сланцы постепенно исчезают и обнажения представлены преимущественно воющими теми известняками, падающими на NNW 340° под углом $50-60^\circ$ прованными многочисленными жилами порфирита.

Известняки далее сменяются толщей брекчиевидного известнякового конгломерата, имеющего мощность в несколько десятков метров, состоящего из крупных галек белого мрамора.

Конгломерат далее сменяется тонкослоистым известняком, местами интенсивно смятым мелкой складчатостью, имеющим общее падение к NNW и совершенно лишенным кремнистых прослоек. Местами в него внедряются тонкие жилы порфирита. Далее известняк, сохраняя то же падение и становясь совершенно белым, местами сахаровидным, сменяется слоями известково-глинистых сланцев с прослоями, содержащими обломки белого мрамора и авгитового порфирита, при чем размер этих обломков колеблется от $2-3$ мм. до почти куб. метра. В слоях этих сланцев удалось найти несомненные, хотя к сожалению ближе неопределимые органические остатки. Этот участок весьма интенсивно нарушен и залегание крайне осложнено многочисленными жилами порфирита, поэтому истинную картину при краткости наблюдений восстановить не удалось. Ниже по Катуні представлена весьма мощная и разнообразная эффузивная толща.

С. Чепощ расположено в расширенной части долины Катуні, на несомненной морене, ясные следы которой в виде угловатых и полуокатанных валунов, величиною от мелкой гальки до глыбы объемом в десятки кубических метров, разбросаны всюду как в пределах самого села, так, особенно обильно, под террасой, круто обрывающейся к селу (под углом $30-35^\circ$). Высота этой террасы над уровнем поймы Катуні около 56 м. Терраса сложена рыхлыми галечными отложениями и полого (под углом $5-6^\circ$) поднимается к перевальчику, превышающему край террасы на 35 м. За перевальчиком имеется долина, в середине пониженная метров на 6 и имеющая ширину до 300 м., которая вплотную подходит к скалам известняка, имеющим ясно выраженный уступ на высоте 117 м. над уровнем поймы Катуні (край долины под обрывом на высоте 91 м.).

В окрестностях с. Чепощ, по рч. Сухому Чепошу удалось установить крупное тектоническое нарушение, в современном рельефе совершенно не выраженное. Толща известняков и кремней, представленная по р. Чепошу и по Катуні ниже с. Чепощ, выше по Катуні сменяется пестрой эффузивно-сланцевой свитой, в которой выше устья Сухого Чепоша имеется прослой светлого мрамора, мощностью $30-40$ м., почти вертикального, с наклоном к NE, имеющего простирание NW 330° . Между тем, по направлению от с. Чепощ к востоку толща известняков с кремнями продолжается, местами сменяясь прорывающими ее порфиритами. На сопке по правому берегу Сухого Чепоша встречается пестрая эффу-

живно-сланцевая толща, а самая вершина сопки сложена белыми тонко-слоистыми мраморами, имеющими ту же мощность и то же простирание, что и аналогичная вышеупомянутая полоска на берегу Катунь выше устья Сухого Чепоша, и являющимися ее естественным продолжением. Между прочим, под самой вершиной, в малодоступном и почти совершенно незаметном месте, в этих мраморах есть небольшая пещера, которая, судя по надписям и остаткам одежды и обуви, служила во время гражданской войны убежищем повстанцам. Если мысленно продолжить эту полоску мрамора по простиранию к NW, то там мы ее не находим, и в метрах 150 (от этого выхода) по хребту сланцевая толща, которой подчинена указанная полоса мрамора, сменяется известняками с прослоями кремня, образующими резкий уступ и падающими, судя по прослойкам, прямо на север под углом от 40° до 70°. Та же толща известняков и кремней, судя по видимым скалам, продолжается и далее к востоку, обрезая эффузивно-сланцевую толщу, которая далее к NW не продолжается. Подобное тектоническое нарушение, имеющее повидимому значительную амплитуду смещения соседних участков и тем не менее не нашедшее никакого отражения в современном рельефе, говорит за значительную древность этого нарушения и вместе с тем подчеркивает большую сложность геологического строения.

При боковом маршруте по рч. Ынырле, впадающей в Катунь слева, несколько выше Чепоша, удалось получить некоторые руководящие указания относительно возраста толщи черных битуминозных известняков и связанных с ними кремней. Долина рч. Ынырлы вверх от устья, на протяжении примерно 1 км., сложена порфиритами и их туфами, а далее появляются известняки с кремнями, которые хотя вскоре дважды сменяются выходами порфирита значительной мощности, но в дальнейшем являются господствующей породой. При этом, здесь как и на правом берегу Катунь ниже с. Чепош, в одних местах преобладают известняки и среди них в подчиненном количестве встречаются кремни, в других наоборот, кремни почти нацело вытесняют известняки. Эта толща прослеживается по всей долине Ынырлы до водораздела с р. Актелом, на котором встречен брекчиевидный конгломерат, аналогичный встреченному ниже Чепоша. Между поселками Ынырла и Агарья среди этой толщи на небольшом протяжении встречены метаморфизованные глинистые сланцы, прорванные тонкими жилами порфира. Километрах в 2 ниже поселка Ынырла, в выносах ручья на левом берегу рч. Ынырлы, среди слабо окатанных обломков известняка и кремня, найдены 2 штуфа, содержащие колониальные кораллы. Внутреннее строение их оказалось нацело уничтоженным перекристаллизацией, а потому даже родовое определение затруднительно, но тем не менее их строение позволяет не сомневаться в том, что здесь мы имеем органические отпечатки и наиболее вероятно они принадлежат кораллам из группы *Tabulata*; это позволяет определенно решить, что толща известняков и кремней отнюдь не докембрийская. С другой стороны, среди кораллов девона и верхнего силура, довольно характерных для соответствующих отложений Горного Алтая, мы не имеем представителей, с которыми можно было бы считать найденные остатки близко родственными. Это позволяет ограничить и верхний предел, и считать эту толщу не моложе ниже-силурийского возраста.

Выше с. Чепош берега Катунь сложены преимущественно метаморфическими сланцами, известковистыми, хлоритово-глинистыми и кварцевохлоритовыми, с редкими прослоями светлого мраморизованного известняка, достигающими 20—40 м. мощности, и еще более тонкими прослоями кремней, в одном из которых С. А. Яковлевым были найдены ближе неопределимые органические остатки (стр. 64). Эта толща про-

слеживается до р. Чемала и далее слагает водораздельный хребет между рр. Катунью и Чемалом. Простираение ее в различных местах, повидимому, подвержено колебаниям, наиболее часто встречается NW и NE, при общем NW простираении всей полосы сланцев. Между селами Чемал и Эликмонар толща этих сланцев прорвана жилой кварцевого порфира 20—25 м. мощностью, имеющей NW простираение согласное с развитой здесь сланцеватостью. Видимо в связи с этим выходом порфиров находятся кварцевые жилки с медным оруденением, секущие сланцевую толщу у Эликмонара.

От Чемала до устья р. Урусула.

У с. Чемал Катунь прорывается узким живописным ущельем среди метаморфических сланцев. Дорога, шедшая до этого по берегу Катуня, сворачивает к востоку и проходит по широкой долине, огибающей изолированную, поросшую сосновым лесом сопку Бишпек. Несомненно ранее по этой долине протекала Катунь, а затем по какой то причине оставила ее, врезавшись узким ущельем в сланцы и образовав при этом довольно значительную петлю. Наличие этого брошенного участка долины Катуня было отмечено С. Григорьевым (9). После пересечения р. Чемала, где имеется более или менее широкая долина Чемала, брошенный участок Катуня еще не кончается, а продолжается далее там, где от моста через Чемал до Катуня тропа идет по ущелью, ограниченному с боков вертикальными скалами сланца. Ложе этого ущелья имеет скат как в сторону Катуня, так и в противоположном направлении—к долине Чемала, при чем высшая точка дна ущелья возвышается всего лишь метров на 25—30 над уровнем Катуня. Может быть причиной того, что Катунь покинула свое ложе и свернула к западу, врезавшись в сланцы, явилось то обстоятельство, что долина Чемала, близ устья оказалась забитой льдом спускавшегося по Чемалу ледника, чем была создана подпруда Катунскому леднику, заставившая его проложить новый путь. Во всяком случае этот новый путь был проложен недавно, так как новое ущелье не успело достаточно развиться даже согласно общей малой выработанности долины Катуня, и в настоящее время этот участок создает подпруду для вышележащего участка реки, где течение значительно медленнее, и имеется довольно значительный поросший лесом остров, сложенный наносами.

Выше, по правому берегу Катуня, вначале выходят метаморфические сланцы, а затем появляются темные битуминозные известняки с кремнями, белые мраморизованные известняки и порфириды. Преобладающее простираение пород NW 335°, при чем слои вертикальные или круто падающие (70—90°). Взаимоотношение толщи метаморфических сланцев с мраморами и кремнями установить здесь также не удалось, и только по ряду общих соображений, и в частности потому, что водораздельный хребет между Катунью и Чемалом сложен сланцами, а в основании его, по Катуня обнажаются известняки, можно полагать, что метаморфические сланцы моложе известково-кремнистой толщи. Порфириды покрывают и частью прорывают толщи известняков и мраморов, хотя повидимому есть порфириды и одновременные с ними, так как близ устья рч. Еланду в толще белых мраморов был найден единичный угловатый кусок авгитового порфирида, величиной в кулак, возможно представляющий вулканическую бомбу. Мраморы здесь имеют брекчиевидное строение, при чем здесь же в них были обнаружены округленные включения того же белого сахаровидного мрамора, неотличимые от окружающего их цемента, своеобразная форма которых заставляет думать, что здесь мы имеем дело с остатками водорослей, хотя никакой микроструктуры

в них и не сохранилось. Налегание порфиритов и их туфов на толщу мраморов и известняков отчетливо видно несколько выше по Катунь, против устья рч. Туткескень, где на левом берегу возвышаются довольно высокие сопки со скалистыми вершинами. Склоны этих сопок, судя по цвету и отдельности, сложены эффузивами, а из-под их покрова вылаплются скалистые мраморные вершины. Состав эффузивной порфировой толщи весьма пестрый, преобладающая окраска зеленая, хотя вместе с ней в подчиненном количестве встречаются и рассланцованные бордовые слои. Нередко встречаются крупные туфогенные конгломераты и брекчии. Порфириты слагают и крупные весьма эффектные пороги Катунь—Тельдекпень, где в береговых скалах порфирита высверлены многочисленные исполины котлы до 3 м. диаметром. В этом месте долина Катунь сравнительно широкая, а несколько выше против устья Эджигана расширяется еще более, образуя на террасе значительный степной участок, используемый под поливные пашни. Сама Катунь глубоко врезалась в эту террасу, сложенную валунным материалом, и местами течет еще по валунной толще, а у порогов Тельдекпень промыла ее до коренных пород и врезалась в эти последние.

Берега рч. Эджиган сложены скалами известняка, переслаивающегося с кремнем, то же наблюдается и по притоку Эджигана рч. Каин-сара. На перевале из долины Каин-сара к Катунь, возвышающимся над долиной последней на 660 м., выходят авгитовые порфириты и метаморфические сланцы рассланцованные с простирием NW 345°. При спуске к долине Катунь среди метаморфических сланцев появляются прослойки известняков, а скалистый бом на берегу Катунь между устьем рч. Эджигана и р. Гобо, сложен почти исключительно известняками с кремнями, на которые налегают метаморфические сланцы, что еще более подтверждает предположение о более молодом возрасте сланцев, по сравнению с известняковой толщей.

Выше устья Гобо берега Катунь сложены преимущественно рассланцованными порфиритами, туфами, песчаниками и сланцами зеленой и фиолетовой окраски, среди которых в редких случаях встречаются тонкие прослойки мраморов (мощностью 1—2 м.). Выше рч. Тогускана, на излучине Катунь, представляющей часть древнего брошенного русла, среди сланцеватых пород встречена более мощная полоса белого мрамора, мощностью около 10 м., отделенная от соприкасающихся с ней порфиритовых туфов прослоем брекчии мощностью 4 м., состоящей из крупных (диаметром до 0,3 м.) угловатых кусков мрамора в сланцевом цементе. Эта брекчия прослеживается по простирию и на левом берегу Катунь, падая как и соприкасающаяся с ней полоса мрамора на SW 220° / 75°.

Километрах в 6 выше на бому, среди эффузивно-сланцевой толщи вновь проходит полоска мрамора мощностью около 10 м., в массе которого, близ контакта с подстилающими хлоритовыми сланцами, имеются многочисленные обломки этого сланца, а по удалении от контакта мрамор становится совершенно однородным. Падает эта полоска на NW 310° / 60°. Эффузивно-сланцевая толща прослеживается до устья Каинчи, где тропа переходит на левый берег Катунь, а далее, до устья Сумульты берега сложены пестрыми и ярко окрашенными породами с преобладанием красного цвета. В состав их входят также песчаники, сланцы, туфогенные конгломераты и брекчии, но метаморфизована эта свита менее интенсивно, хлоритизации не замечается. В обрыве правого берега Катунь видно как эта свита понижее устья Сумульты смята в мелкие складки, чего для предыдущей свиты не наблюдалось. Эти отличия позволяют думать, что здесь мы имеем более молодую, по сравнению с предыдущей

свиту, вероятно аналогичную пестроцветной свите, широко развитой в северо-восточной части Алтая.

В виду невозможности проехать вследствие обвалов берегом Катуня выше устья Уруссула, пришлось свернуть вверх по этому последнему. Берега Уруссула вверх от устья сложены зелеными филлитизированными сланцами северо-западного простираения, прослеженными до устья Улёгома. Километрах в 5 выше устья Уруссула сланцы прорывает жила кварцевого порфира, мощностью 3 м.

Далее от д. Хабаровой до Усть-Инского перевоза на Катуня маршрут совпадает с Чуйским трактом. Перед Хабаровой, 1 км. выше устья Улёгома в дорожной выемке среди сланцев видны жилы заметно смятого порфирита, а в самой деревне сланцы сменяются уже роговообманковым гранитом.

Граниты прослежены и далее по тракту, и ими сложен хребет, через который ведет перевал Чике-таман. На самом перевале среди гранита встречены жилы аплита. За перевалом, к югу граниты сменяются сланцами, в которых контактовое влияние гранитов выражено весьма ярко, и они целиком ороговикованы. По мере удаления от контакта появляются более обычные зеленые и фиолетовые сланцы, но не доезжая 1,5 км. до д. Куликово вновь появляются роговообманковые граниты, которые и прослеживаются вниз по берегу Улёгома до впадения его в Катунь и слагают берега Катуня у перевоза Коркечу. На правом берегу Катуня, у перевоза, в гранитах встречаются нередко ксенолиты, говорящие о том, что здесь мы имеем дело лишь с краями гранитного батолита и, действительно, вскоре же гранит скрывается под покровом контактовых роговиков, среди которых встречаются небольшие выходы гранит-порфиров.

Перед средним перевозом вновь появляются граниты, слагающие скалистые бома по берегам Катуня. По правому берегу Катуня они прослежены до устья Б. Эломана, а далее сменяются вновь роговиками, по удалении переходящими в более нормальные сланцы. Выше устья Б. Эломана по правому берегу Катуня обнажаются пестрые и бурые глинистые сланцы, залегающие вертикально имея NE простираение; в них видны две зеленых полосы, мощностью метров по 50, и выход белого мраморизованного известняка. Против третьего перевоза (выше Усть-Ини) долина Катуня на правом берегу расширяется и здесь имеются две ясно выраженные террасы, сложенные галечником, первая на высоте около 50 м. над уровнем Катуня, и вторая приблизительно на такой же высоте над первой.

От с. Усть-Ини до с. Котанды левым берегом Катуня.

Перед третьей переправой тропа ведущая на Котанду отворачивает от Чуйского тракта и уходит вверх левым берегом Катуня. Вначале вдоль тропы, поднимающейся на довольно высокий перевал, встречаются мраморизованные известняки, в которых фауны не найдено, но непосредственное соседство которых с известняками, развитыми на правом берегу Катуня при устье Чуи, охарактеризованными кораллами *Rugosa*, позволяет и данным известнякам приписывать силурийский возраст. Известняки эти прорваны довольно многочисленными жилами и более мощными выходами порфира. Почти против устья Чуи имеется небольшой выход гранита, окаймленного ясно выраженным контактовым поясом роговиков, а выше появляются серые и зеленые метаморфические сланцы, падающие на SW под углом 60—70°. Катунь, имевшая ниже устья Чуи весьма быстрое и бурное течение, выше, будучи подпружена

Чуей, становится настолько спокойнее, что на ней имеется даже значительный песчаный остров.

Вверх по левому берегу Катуня вначале представлены метаморфические сланцы, которые слагают бом, а далее, у ущелья, из которого вытекает ручей, сменяются порфиритами. Местами встречаются конгломераты с хорошо окатанной галькой, испытавшие сильное смятие вплоть до раздробления галек. Перед устьем Аргута появляются полосатые сланцы, имеющие по полосчатости меридиональное простирание. Против устья Аргута эффузивная порфиритовая толща весьма интенсивно рассланцована. Эта рассланцованная толща прослежена выше до устья рч. Казнахты, в вершине которой, вытекающей из цирка среди хлоритовых и роговообманковых сланцев, рассланцованных вертикально с простиранием NW 290°, имеется линзообразная полоса змеевика. Озмеевирование произошло полностью и первоначальный состав основной жильной породы установить не удастся. Максимальная мощность линзы змеевика не превосходит 60 м. Змеевики пересечены в одном месте жилой роговообманкового порфирита. В контакте метаморфических сланцев с змеевиками имеется зона асбеста, при чем отдельные прожилки достигают двух и даже более см., но вся ширина зоны, где развит асбест, не превосходит 10—20 см. В змеевиках вблизи контакта с роговообманковым порфиритом встречаются вкрапленности сульфидов и пленки малахита, а в осыпях на склоне цирка среди полосы змеевиков попадают фиолетово-розовые выделения хромовых окислов. Данное месторождение, неоднократно привлекавшее внимание, по своему масштабу не имеет никакого промышленного значения.

На правом берегу рч. Казнахты близ устья, вначале выходит кремнистая порода, а затем она сменяется известняками. Известняки темные тонкослоистые встречены также и на левом берегу Катуня километрах в 5—6 выше устья рч. Казнахты. Простирание известняков по сланцеватости NW 310°, падают круто на SW. Среди известняков попадают мраморизованные слои. Выше по Катуню известняки сменяются метаморфическими (хлоритовыми) сланцами, при чем перед этим известняки сильно рассланцованы и смяты, и по плоскости сланцеватости имеются пленки хлорита. Километром выше по левому берегу Катуня среди метаморфических сланцев встречены инфицированные гнейсы, в которых нередки кварцевые жилы, а также встречены жилы кварцевого диорита. Простирание инфицированных гнейсов NE 30°. Далее, выше устья Аккема, вначале в виде глыб моренного или аллювиального происхождения, а затем и в коренных выходах представлен эпидото-хлоритово-кварцевый сланец, залегающий (по сланцеватости) вертикально, имея северо-западное простирание.

От устья Аккема до ледника Родзевича (Аккемского).

В низовьях Аккема по правому берегу коренных пород не видно, левый берег сложен метаморфическими сланцами. Километрах в 4-х выше устья Аккема, у устья его правого притока рч. Орохту, имеется небольшой скалистый выход слоистых кварцитов широтного простирания, почти вертикальных с весьма крутым падением к северу. Километром выше по рч. Орохтой выходят те же кварциты, проходящие сюда по простиранию и сменяющиеся слюдястым кварцитом и хлоритово-кварцевым сланцем. Примерно, через 1 км. далее тропа пересекает выход змеевика, прослеживающийся метров на 200. Далее встречен выход сильно разложенного, эпидотизированного и хлоритизированного спескартита, а еще далее обычные для данного района зеленые хлоритовые

сланцы, рассланцованные вертикально в простирании NW 300°. Метаморфические сланцы слагают водораздельные хребтики речек, стекающих с северного склона Катунского хребта, и их однообразие лишь изредка нарушается жилой порфири́та, большей степенью изменения с появлением эпидота, или более обильными кварцевыми жилками. Вскоре, после разделения тропы на две: на Аргут и к вершине Ак-кема, на последней тропе пересечена полоса змеевика, мощностью метров до 200, имеющая простирание, согласное со всей вмещающей ее свитой метаморфических сланцев NW 290°.

Далее, по тропе на водоразделе рч. Талдургена и Кара-айра выходят черные контактовые роговики, имеющие простирание NW 290°, а на вершине хребтика и южные обнажены граниты, которые прослежены до рч. Текелю, правого притока Ак-кема. Граниты слагают крутой обрыв правого берега рч. Текелю с мощными осыпями под ним, а на левом берегу выходят вновь метаморфические сланцы. Долина Текелю представляет весьма ярко выраженный трог, при чем примерно 1 км. выше устья имеется ригель, с которого падает водопад. Другой водопад срывается с обрыва правого берега. В верховьях Текелю виден снег и последующие исследования Н. Н. Падурова (1927) установили там ледники. Весь этот район до подножия Белухи сложен метаморфическими сланцами, среди которых у самой Белухи имеются граниты, прикрытые инфильтрованными гнейсами, слагающими Белуху. В генетической связи с этими гранитами по рч. Ярлу находятся кварцево-карбонатные жилы с молибденитом (19а, стр. 47). Ближайшие окрестности Белухи в связи с исследованием молибденовых жил были более детально обследованы Н. Н. Падуровым (33а), а потому на этом больше здесь останавливаться мы не будем.

Заслуживает проверки будущих исследователей указание, полученное мною в с. Котанде от гр. Черепанова, которым был передан мне кусок бурого угля с указанием, что он происходит из долины Ак-кема, примерно, против устья его правого притока Ороктоя, и что уголь находится ниже уровня реки и достать его можно только зимой из под льда. Переданный гр. Черепановым кусок бурого угля не отличим от углей Чуйской степи, а также степи Самаха при устье Коксы Аргутской; возможно, что он и происходит из какого либо указанного пункта. Вместе с тем, если эти сведения соответствуют действительности, то они представляют весьма существенный факт в понимании юной тектоники Алтая, так как в таком случае можно будет считать бесспорной тектоническую линию по южной окраине Уймонской котловины, и вместе с тем возможно имеет место, аналогичный туркестанским, местный небольшой надвиг приподнятой древней глыбы на третичные отложения.

В пределах Уймонской котловины близ села Тюнгур выходят скалы филлитизированных сланцев, залегающих по сланцеватости вертикально, имея простирание NW 320°. Сланцы эти изменены менее обычных метаморфических сланцев, слагающих Катунский хребет, и поэтому есть известные основания считать их более молодыми, верхне-силурийскими или даже девонскими. К сожалению никаких окаменелостей, которые подкрепили бы это предположение, обнаружить не удалось.

Против нижнего конца того же села имеются скалистые выходы яшмовидного сургучнокрасного кремнистого сланца, имеющего мелкую поперечную складчатость с амплитудой складочек от 20 см. и перегибами почти под прямым углом. Простирание NW 290° при вертикальном падении. Мощность свиты метров 300—400, а далее появляются метаморфические песчаники, также стоящие вертикально, но с несколько иным простиранием (320°). Далее, по дороге к Котанду, среди метаморфических песчаников и сланцев встречались выходы порфира, а километрах в 2 перед Котандой появились гранодиориты.

От с. Котанды до с. Черный Ануй и окрестности
с. Черного Ануя.

На перевале между Котандинской и Уймонской степью близ вершины обнажены серые известковистые метаморфизованные песчаники, залегающие вертикально, имея северо-западное простирание 290° . Их прорезают жилы кварцевого порфира и фельзита; ближе к Катунь тот же хребет, судя по характеру скал, сложен уже гранитами. При спуске в Уймонскую степь встречались высыпки хлоритово-эпидото-кварцевых сланцев. Далее, до рч. Коксу, дорога идет по ровной степи, не имеющей выходов коренных пород.

Километрах в 2 западнее д. Коксу дорога входит в ущелье рч. Коксу, сложенное зеленовато-серыми серицитово-хлоритовыми и эпидото-хлоритово-кварцевыми сланцами, сильно плейчатыми. Километром выше заимки Власова представлены светлосерые кварцевые альбитит-порфиры, которые прослеживаются почти до начала Синего бома, сложенного серицитовыми и хлоритово-кварцевыми сланцами. Падают метаморфические сланцы по сланцеватости преимущественно на восток под углом от 30° до 70° , хотя наблюдается падение и на запад, обычно более крутое. В общем, в сланцах наблюдается мелкая складчатость.

Километрах в 2,5 от Тюгюрюка дорога переваливает хребтик „Березовая грива“, сложенный розовыми расгнейсованными гранитами. В виду того, что подавляющее большинство алтайских гранитов по крайней мере макроскопически следов катаклаза не имеет, этот факт представляется весьма интересным, так как он определенно указывает на одно из двух, или на более древний возраст гранитов по сравнению с главной массой алтайских гранитов, или же указывает на проходящую через данный участок зону интенсивного смятия. Граниты прослежены до д. Красноярки, а далее выходят зеленые метаморфические сланцы с падением по сланцеватости на Е или на ENE под углом от 45° до 75° , при чем по мере удаления от гранитов угол падения становится положе. Метаморфические сланцы прослежены до рч. Юстыд, за которой дорога поворачивает к северу и идет по широкой ровной Абайской степи.

К юго-востоку от с. Абай имеются сопки, сложенные буровато-фиолетовыми плагиоклазовыми порфиритами. Последние протягиваются вверх по рч. Абай вдоль всего села того же имени, и далее среди степи видны изолированные выходы, повидимому, тех же порфиритов.

Перевал Абай-Чарыш сложен красными, зелеными, фиолетовыми и вообще пестроцветными песчано-глинистыми сланцами. Порфирит у с. Абай, явно представляющий покров, по возрасту, очевидно, относится к этой свите. Возраст самой свиты, за отсутствием находок окаменелостей, к сожалению остался неопределенным, но, во всяком случае, он не старше верхов силура и возможно девонский.

Километрах в 2 к северу от перевала к востоку от дороги выходят скалы светлосерого и белого мраморовидного известняка сильно смятого и раздробленного; в нем удалось найти весьма неясный отпечаток напоминающий *Halysites*.

Далее, дорога идет долиной рч. Кырлыка; ширина долины не менее 1 км., при ничтожных размерах самой речки. Ландшафт окружающей местности — высокогорное плато с сравнительно невысокими выступающими горами. На правом берегу рч. Кырлыка выходят скалы мраморизованного известняка, а километрах в 2 ниже станции Кырлык по левую сторону долины имеются выходы плотных зеленых и фиолетовых песчаников и бордового песчано-глинистого сланца. По правую сторону долины Кырлыка протягиваются в северо-западном направлении хребты

известняков. Сланцевая толща, имея северо-западное простирание при крутом или даже вертикальном падении, прослеживается до Чарыша. Среди них против устья Кырлыка, а также ниже по правому берегу Чарыша встречаются полосы светлых мраморизованных известняков, имеющих тоже северо-западное простирание. В одном месте, по рч. Ябогану в зеленых песчано-глинистых сланцах видно по тонкому переслаиванию прослоев, что истинное падение не совпадает с сланцеватостью, и слои в данном пункте падают на S под углом около 40° , между тем как сланцеватость вертикальная с простиранием NW 330° .

На перевале к Канской степи, по сторонам дороги, имеются выходы известняков, на которые налегают зеленые известковистые сланцы, падающие на NE 40° под углом $80-85^\circ$. Далее идут мраморизованные известняки, а еще далее черные брекчиевидные известняки с энкринитами. Сохраняя общее господствующее северо-западное простирание, известняки местами сильно сплюснуты в поперечном направлении. Далее появляются сланцы с полосками известняков.

К югу от Кана среди сланцев выступают скалы известняков, при чем по общему впечатлению, известняки налегают на сланцы. Сланцы падают на SW 240° под углом 70° . Такое геологическое строение наблюдается и далее, по рч. Эконуру.

Километрах в 4,5 от перевала в Келей, к западу от дороги имеются скалы песчаника, падающего на SW под углом 65° . При подъеме на перевал в осыпях представлены преимущественно крупные песчаники, реже встречаются куски серого мраморизованного известняка с плохо сохраненной фауной, позволяющей приписывать данным отложениям силурийский возраст. Судя по этим остаткам, а также по фауне Черного Ануя и литологическому составу отложений Черного Ануя, можно полагать, что, начиная с долины Кырлыка все осадочные толщи имеют силурийский возраст, при чем преобладает, повидимому, верхний силур. По аналогии с Рудным Алтаем, где имеется нижний силур, представленный песчаниками и сланцами, возможно, что часть вышеуказанных песчано-сланцевых толщ принадлежит нижнему силуру. Во всяком случае на основании имеющихся наблюдений можно довольно определенно ответить, что осадочные толщи этого района моложе, чем таковые в Катунском хребте или даже в Теретинском хребте, и поэтому древнее силурийских отложений на этом протяжении породы едва ли имеются.

При спуске к с. Черный Ануй выходят скалы серых известняков, далее скалы песчаников, а затем на большом расстоянии вдоль дороги обнажаются зеленые сланцы и лишь километрах в 4 от с. Черный Ануй среди сланцев появляются полосы известняков. При более детальном обследовании окрестностей с. Черный Ануй удалось выяснить следующие подробности. На правом берегу Ануя, против устья Белого Ануя выходят скалы зеленого известковистого песчаника, рассланцованного в направлении NW с падением на SW 250° под углом $50-70^\circ$. По сланцеватости и несколько косо к ней песчаник пронизан кварцевыми жилками, толщиной от 2 до 10 мм. Истинное падение, как это удалось установить по ракушечному прослойку, на NE 15° под углом 50° .

Далее, на слои известковистого песчаника, метров через 15 (по мощности), налегают зеленые глинистые сланцы. И те и другие содержат фауну кораллов *Rugosa* и *Tabulata*. Свита перебита мелкими сбросами, по которым проходят кварцевые жилы, мощностью до 0,5 м., а также наблюдаются мятые жилы диабазы. Кроме кораллов в глинистых сланцах изредка встречаются брахиоподы, из которых Н. Л. Бубличенко определены следующие формы: *Spirifer cf. viator* Barr. и *Chonetes*

aff. *striatella* Dalm. Из этих же слоев собраны строматопоры, определенные В. Н. Рябининым как *Clathrodictyon* cf. *variolare* Ros. и *Clathrodictyon vesiculosum* Nich. Глинистые сланцы далее сменяются темносерыми рифового типа известняками, сложенными огромными, до 2 м. длиною, колониями *Favosites* и *Pachypora*, часто встречаются также довольно крупные отдельные колонии *Favosites*, брахиоподы редки и обычно деформированы. Встречен один штупф *Halysites* и один обломок сетки *Fenestella*. Мощность этих слоев метров 20—25. Далее на протяжении метров 200, выходов коренных пород нет, а затем выступают известняки, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. В сланцах фауны не найдено, в известняках фауна сходна с фауной предыдущих известняков, но встречается довольно редко. Представлены строматопоры, реже фавозиты и пахипоры. Мощность известняков с строматопорами и кораллами метров около 40, падают они (по прослою фауны) на NW 325° под углом 40°, а далее на них налегают зеленые, несколько измененные, глинистые сланцы, вначале послойно переполненные *Pachypora*. Мощность их метров около 100, и падают они уже почти прямо на N 350° под углом 35—40°. В них собраны мелкие *Halysites*, *Pachypora* и брахиоподы. Выше сланцы фауны не содержат. Суммарная мощность их, вероятно, не менее 200 м. Изменение простирания и падения на сравнительно коротком расстоянии отчетливо указывает на присущую в данном месте силурийским отложениям мелкую складчатость или может быть волнистый изгиб линии простирания.

Далее встречена полоска известняка, бедная окаменелостями (встречен лишь один экземпляр *Favosites*), а затем вновь появляются зеленые сланцы, но падают они уже на SW 250° под углом 35°, а их подстилают известняки с *Favosites* и прослоями до 1 м. мощности, переполненными амфипорами, при чем здесь простирание изменилось, и слои падают уже на SW 220°.

По овражку к востоку от середины с. Черный Ануй выходят темносерые известняки, вначале прорезанные жилами светлого кварцевого альбитит-порфира. По прослою с фауной замерено падение на E 80° под углом 40°. Известняки переполнены мелкими брахиоподами *Meristella tumida* Dalm., кроме брахиопод встречаются *Favosites* ex gr. *Forbesi*, *Pachypora* sp., *Batostomella* sp. Далее имеется прослой, переполненный фауной мощностью 0,5 м., в котором встречаются *Clathrodictyon* aff. *regulare*, *Favosites*, *Pachypora*. Мощность известняков до прослоя с кораллами и строматопорами—около 50—60 м.

Далее простирание известняков изменяется, и они падают на NE 40° под углом 30°. Жилы порфира становятся более многочисленны, и сам порфир раскристаллизован крупнее.

Ниже с. Черный Ануй, на правом берегу Ануя, ниже устья рч. Пашалык под горой Сосновой, разрез отличается от вышеописанного. Сверху залегают светлые известняки, в которых имеется 4-метровый прослой красных (окрашенных окислами железа) известняков. В этом прослое имеются мелкие *Pentamerus*. Ниже красного прослоя метров на 10 в светлых известняках имеется прослой мощностью около 2 м., переполненный крупными *Conchidium* ex gr. *Knighti*. Светлые известняки имеют мощность метров около 100 и ниже сменяются черными известняками, в которых встречены мелкие *Pentamerus*. В осыпях под обрывом собраны *Halysites* и *Favosites*. Вся свита падает на ENE 70—80° под углом 40—55°. Ниже черных известняков имеются серые известняки, согласно подстилающие черные. Известняки местами светлые прослеживаются до устья рч. Шинка и ниже Шинка. Фауна в них редкая; строматопоры и табулаты в виде единичных экземпляров. Залегание

известняков неясное, и поэтому мощность их установить не удалось, но она во всяком случае значительна и измеряется сотнями метров. По правому берегу Ануя несколько выше устья р. Таволтая известняки подстилаются песчаниками.

Вниз по Аную силурийские отложения прослеживаются почти до с. Солонечного. Силурийские отложения, как это видно из предыдущего описания, представлены измененными глинистыми сланцами переслаивающимися с известняками и выше переходящими в мощные известняки с *Conchydium*. Мощность силурийских отложений измеряется во всяком случае сотнями метров, возможно даже километрами. По возрасту нижняя песчано-сланцевая толща возможно принадлежит нижнему силуру, хотя никаких фактических данных, подтверждающих это, в нашем распоряжении не имеется. Верхняя, главным образом известняковая, часть бесспорно принадлежит уже к верхнему силуру; последний, даже если нижний силур и имеется, безусловно преобладает.

Солонечное — Матвеевка — Куеган — Баранча —
Алтайское.

Силурийские отложения прослеживаются вниз по Аную несколько ниже с. Топольного, а затем их сменяют девонские отложения. При беглости маршрутных наблюдений установить взаимоотношение силура и девона не удалось. Разрез девона лучше всего можно было проследить по ключу Пашенному, правому притоку Черного Ануя у с. Солонечного. Здесь, начиная с вершины ключа, мы имеем следующий разрез: в самой вершине коренных выходов нет, в высыпках представлены глинистые сланцы и кое-где известняки со следами фауны. На хребте к востоку от вершины кл. Пашенного выходят гребни зеленых метаморфизованных сланцев (силур?) сильно смятых и слоенных, падающих по сланцеватости на NE под углом 60°. Взаимоотношение этих сланцев с прослеживаемыми далее по ключу девонскими отложениями, повидимому, тектоническое и, вероятно, сланцы под более или менее крутым углом надвинуты на девонские отложения.

На правом берегу кл. Пашенного, вниз от устья ключа, по которому спускается дорога из Топольного в Солонечный, в россыпи и коренных выходах представлены черные известняки с *Favosites* и *Pachypora*, а также найден один экземпляр *Amplexus altaicus* Dub. и *Stromatopora* conf. *concentrica*, позволяющие приписывать данным отложениям девонский возраст (верхи нижнего или низы среднего девона). Далее, вниз по ключу известняки переслаиваются с зелеными сланцами с фауной. По переслаиванию тонких пропластков известняка со сланцем произведен замер: сланцы падают на NE 70° под углом 27°. Падение удастся установить только по переслаиванию, так как сильно развит кливаж северо-западного простирания, со сланцеватостью близкой к вертикальной (небольшое отклонение к NE).

Эти слои подстилаются зелеными известково-кремнистыми (может быть частично окремненными) сланцами, содержащими разнообразную, но трудно выделяемую фауну: *Phacops* sp., *Pleurodictyon* cf. *problematicum*, *Semicoscium* sp., *Atrypa* sp. Ниже эти слои подстилаются известняками, переходящими в брекчевидный известняк. В этих слоях встречены главным образом *Favosites* и *Pachypora*. Слои эти прослеживаются по ручью вниз на протяжении метров 600—700; местами обильно пронизаны кварцевыми жилами, и встречена одна жила кварцевого порфира. Залегание данного участка неясное, расланцование вертикальное в северо-западном простирании. Далее (ниже по ключу)

выходят черные кремнистые известняки с фауной, падающие на SW 245° под углом 45°, при чем далее эти известняки становятся более серыми и зеленоватыми. Таким образом, здесь мы имеем антиклинал, ядро которого слагают неслоистые брекчиевидные известняки. Серо-зеленые известняки сменяются выше сланцами, в которых имеются прослои известняков с фауной. Далее в сланцах расположен рудник „Веселого“.

Около рудника замечается нарушение: слои сильнее смяты и возможны местные передвижки, в частности в шахте по слою фауны замер дал падение на NE, что противоречит общему падению этого крыла и представляет очевидно местный изгиб, может быть осложненный разрывами. Рудник „Веселого“ состоит из штольни, хорошо сохранившейся, но с почти засыпавшимся устьем. Штольня ориентирована в северо-западном направлении и имеет длину несколько сажен. На продолжении штольни имеется шахта (повидимому предполагалось „сбиться“). Как в штольне, так и в шахте обнажены окремненные сланцы, местами углистые и частью окремненные известняки. Осадочные слои пронизаны сетью почти вертикальных и более тонких горизонтальных кварцевых жил, около которых в боковой породе имеются ничтожные примазки малахита. В стенках шахты нередко встречаются *Favosites* ex gr. *Forbesi* и *Pachypora*.

Вниз по кл. Пашенному метрах в 150 от рудника обнажаются известково-глинистые сланцы с прослоями до 20 см. мощности, выполненными *Favosites*; падение слоев по прослою с окаменелостями SW 220° под углом 65°. Далее на глинистые сланцы налегают зеленоватые песчаники, содержащие многочисленные *Atrypa reticularis* L., мелкие *Spirifer*, *Phacops* sp.; состав фауны аналогичен таковому в песчаных сланцах вверху ключа и, таким образом, общий антиклинал подтверждается еще более. По мере движения вниз по ключу и удаления от рудника „Веселого“ падение становится положе, и метрах в 200 ниже сланцев песчаник падает на SW 240° под углом всего лишь 10°.

Песчаники прослежены по кл. Пашенному до долины Ануя и, судя по мягкости очертаний рельефа, слагают правый берег Ануя в верхней части с. Солонечного. Они сильно перебиты трещинами отдельности, особенно развитыми в простирании NW 300°, круто наклоненными на NE. В с. Солонечном, на правом берегу рч. Солонечной, в 0,5 км. выше устья склоны покрыты щебенкой темносерого известняка с коралловой фауной *Favosites* ex gr. *Goldfussi*, *Favosites* ex gr. *Forbesi*, *Syringopora* sp., *Cyathophyllum* sp. и др.

Вышеописанные девонские отложения, представленные известняками, сланцами и песчаниками, имеются и ниже по Аную, а также вверх по рч. Солонечной до с. Медведевки. Залегание их довольно разнообразное, очевидно они смяты в сравнительно мелкие складки, при чем углы падения колеблются от почти горизонтальных до вертикальных, последние возможно приурочены к тектоническим линиям. Всюду характерно выражено рассланцевание в северо-западном простирании. В с. Медведевке, против церкви, в серых, местами сплошь энкринитовых известняках, на выветрелых поверхностях представлены *Favosites*, *Cyathophyllum* и одиночные кораллы из группы *Rugosa*. В свежих образцах известняка фауна не различима. Далее, по дороге на д. Карпову, представлены зеленые глинистые сланцы, в которых видны три прослоя известняка, мощностью метров по 10—15; залегание их вертикальное, простирание меридиональное. Те же породы, преимущественно сланцы, местами с ясными следами метаморфизма и нередкими секущими их жилами кварца, прослеживаются до р. Быстрой, по которой почти до устья р. Быстрёнка коренных обнажений не видно. По долине видны следы крупных работ

по добыче россыпного золота. Близ устья Быстрёнка, на левом берегу Быстрой обнажаются известняки. На правом берегу в осыпи темносерого известняка встречен *Favosites*. Известняки прослеживаются и по Быстрёнку на протяжении $\frac{1}{2}$ км. вверх от устья; на размытой поверхности известняков видны окаменелости (у моста через Быстрёнок). Падают известняки на SW 210° под углом 55° .

Те же самые породы наблюдаются и далее по пути в Булатову, в системе рч. Тихой. В самом селе Булатове собрана довольно разнообразная, но сильно помятая девонская фауна, представленная главным образом кораллами и в меньшей степени брахиоподами. Те же породы, большей частью скрытые под наносами, слагают пространство между Булатовой и Куеганом; иногда девонские известняки и сланцы пересечены жилами порфира. В селе Куегане по рч. Куяче выходят сланцы, девонский возраст которых установлен на основании собранной в сланцах фауны трилобитов И. П. Комаровым (12), а далее, по дороге в Баранчу вновь выходят известняки. На рч. Барашке, километрах в 1,5 выше устья, по обоим берегам имеются выходы светлосерых мраморизованных известняков, местами содержащих энкриниты. Падение на SE 120° под углом $35-40^\circ$. Далее по дороге обнажений нет, и лишь за перевалом по кл. Земляному, на левом берегу, кое-где видны известняки, а на правом — высыпки сланца.

У посотины с. Николаевского имеется выход светлосерых мраморов, весьма сильно сплюснутых и по виду напоминающих мраморы по Катуню (например у с. Манжерок); по сланцеватости мраморы падают на SE 130° под углом $60-70^\circ$. На них далее налегают серые хлоритово-глинистые сланцы, также сильно сплюснутые, мощностью 150—200 м., а выше на них налегают известковистые метаморфические сланцы. Далее, в верху лога Николаевского, кое-где выходят серые метаморфические сланцы, рассланцованные в северо-западном направлении с крутым падением на северо-восток.

В верху с. Николаевского имеются коренные выходы глинистых сланцев, вулканической брекчии, порфира и известняки, прорванные порфирами и отчасти контактово измененные. Известняки местами темные, битуминозные, вонючие, содержат энкриниты, а также неопределимые остатки брахиопод; в них удалось найти часть головного щита *Phacops ex gr. altaicus Tschern.* и *Favosites* sp., что позволяет приписывать им девонский возраст (верхи нижнего или низы среднего девона). Возможно, что эти девонские известняки и сопровождающие их глинистые сланцы образуют в данном месте лишь небольшой островок среди сильнее измененных более древних отложений, но разрешить этот вопрос могут лишь более детальные исследования.

Далее, выше устья Кочи на протяжении 1 км., выходят серые мраморы, почти вертикальные, с простиранием NE 35° . В нижнем конце с. Верх-Баранча известняки менее измененные, и на выветрелых поверхностях в них видны одиночные кораллы *Rugosa*. Падают известняки на NW 330° под углом 60° . Известняки прослеживаются и далее по дороге, при чем падение их становится круче, приближаясь к вертикальному. Рч. Баранча течет очевидно по простиранию и, возможно, по оси размытого антиклинала. Те же известняки прослеживаются и на перевале из Баранчи в Щемиловку, а по последней развиты метаморфизованные зеленые глинистые сланцы, почти до самого устья, при чем элементы залегания их в общем совпадают с залеганием известняков, так как они падают также на NW под углом от 45° до 85° . Судя по валунам в речке, в толще этих сланцев имеется прослой сильно смятого конгломерата. Перед устьем Щемиловки на протяжении метров 200—300 сланцы пре-

рваны гранитами, а ниже по Каменке вновь выходят те же сланцы, сохраняющие то же NW направление падения.

С. Алтайское — Сараса — Комар — Черга — Топучая —
Онгудай — Белый Ануй.

От с. Алтайского до с. Сарасы дорога идет широкой долиной Каменки, лишенной обнажений. В середине с. Сарасы выходят скалы серого известняка, сильно смятого, раздробленного, с последующей цементацией кальцитом. На известняк налегает зеленый метаморфический сланец, мощностью метров 100, а на последний далее известняк, сходный с предыдущим. Вся свита падает на SE под углом 45° и круче. Следов фауны в этих известняках обнаружить не удалось. В верхнем конце с. Сарасы имеется выход зеленых и красных эффузивных плагиоклазовых порфиритов, которые прослеживаются на протяжении метров 200. Далее, в высыпках попадаются куски конгломерата, а затем выходят темносерые известняки, смятые, но менее интенсивно, чем в нижнем конце села. В этих известняках встречены *Favosites* ex gr. *gothlandica*, *Favosites* ex gr. *Forbesi*, *Pachypora* sp., *Syringopora* sp., позволяющие с известной вероятностью относить эти известняки к силуру. Фауна встречается в известняках вверх по рч. Сарасе еще на протяжении 0,5 км., а выше известняки значительно сильнее метаморфизованы, со включениями кремня и сами местами окремненные, пронизанные жилками кальцита и местами кварцевыми жилками. Залегание известняков неясное.

Еще выше по Сарасе, несколько ниже устья М. Кыркылы, в 1927 г. И. П. Комаровым в пещере и в выемке по Чуйскому тракту в известняках были обнаружены археоциаты, с несомненностью устанавливающие кембрийский возраст данных известняков (Комаров, 12, стр. 2). В известняках, залегающих выше по речке, И. П. Комаров отмечает находку *Pachypora* и *Cyathophyllum*; при маршрутном исследовании 1925 г. нами в 0,5 км. ниже устья Б. Кыркылы был у дороги найден кусок желтого известняка с колонией *Syringopora*. Таким образом, кембрийские известняки выходят среди более молодых, вероятно верхнесилурийских, взаимоотношение которых с кембрием пока неясно; представляется более вероятным, что это соседство тектоническое, а не стратиграфическое.

Выше устья Б. Кыркылы известняки слагают вершину хребта, а на них налегают рассланцованные красные и зеленые эффузивы, содержащие прослой известняка. В нижнем конце с. Нижний Комар в этой эффузивной свите имеется прослой брекчии-конгломерата с крупными (до 20 см.) кусками известняка. Те же отложения прослеживаются и до с. Верхний Комар. Возраст этой свиты мраморов и налегающих на них эффузивов с прослойками мраморов выяснить не удалось; простирание свиты северо-западное; падение близкое к вертикальному.

На перевале из с. Комар в Чергу вначале выходят светлосерые, пронизанные жилками кальцита известняки, а далее к ним примешиваются черные кварциты, очевидно слагающие прослой в известняках; отложения аналогичные таковым по Катуню. При спуске с перевала представлены исключительно зеленовато-серые метаморфические сланцы.

Далее по Чуйскому тракту вверх по р. Семе представлена рассланцованная эффузивная толща, среди которой на полпути до с. Маюты встречаются мощные, образующие скалистые выходы известняки, за которыми далее вновь до самого с. Маюты представлена эффузивная толща. Эта толща в верхнем конце с. Маюты рассланцована вертикально, имея простирание NE 50° . Здесь же по переслаиванию входящих в состав этой толщи темнобордовых туфогенных сланцев и зеленовато-

серых туфогенных песчаников установлено истинное падение на NE 65° под углом 60° . Между селами Маютой и Шебалиным прослеживаются те же эффузивные отложения, а километрах в 2 ниже Шебалина имеется выход плагиоклазового порфирита, вероятно связанного с эффузивно-туфогенной толщей.

Километрах в 3—4 выше Шебалина оба берега Семы сложены гранитами. В связи с гранитами происходит заболачивание данного участка, вызывавшее необходимость постоянного ремонта этого заболоченного участка тракта. Ржавые болотистые пленки с радужным отливом, очевидно, в свое время послужили источником указания на нахождение в районе с. Шебалина нефти. Граниты далее, примерно на полпути из Шебалина в Топучую, сменяются темносерыми порфирами (краевая фация), а ближе к Топучей преобладают ороговикованные эффузивы. При подъеме на Семинский белок по дороге обильны угловатые глыбы и щебенка мятых зеленых порфиритов и в меньшем количестве кварцевой порфир, повидимому, образующий жилы в мятых порфиритах.

У самого перевала, перед плато Семинского белка, выход фиолетовых филлитизированных сланцев, рассланцованных в простирании NW 320° с падением по сланцеватости на NE под углом 75° . Эти сланцы слагают плоскую вершину Семинского белка, через которую проходит тракт, и те же сланцы слагают и долину рч. Песчаной. На следующем перевальчике перед Теньгинским озером представлены зеленые метаморфические сланцы, рассланцованные вертикально в NW простирании. Та же сланцевая толща слагает южную оконечность Теньгинской котловины и прослеживается и далее вниз по р. Урусулу.

Километрах в 2,5 ниже станции Теньга дорога пересекает гребень кварцевого порфира мощностью метров 40, заметно рассланцованного в направлении NW 335° с падением по сланцеватости на SW под углом 70° . Километрах в 6 от станции Теньга, у дороги имеются скалы черных кремнисто-глинистых (ороговикованных) сланцев, пронизанных мощными жилами брекчиевидного кварцевого порфира. Скалы брекчиевидного кварцевого порфира встречаются и далее в нижнем конце с. Туехты, где они также рассланцованы в NW направлении. Ороговикованные сланцы и кварцевые порфиры прослеживаются и далее вниз по Урусулу, а километрах в 6 перед с. Онгудаем представлены в виде выступающих скал зеленые порфириты и их туфы. Эти породы распространены до с. Онгудая и в пределах самого села, где представлена более крупнозернистая разновидность и имеется чередование породы, зеленой и фиолетовой окраски, а также встречена порфиритовая, очевидно, эффузивная брекчия. Признаков рассланцевания в порфиритах не встречено.

Ниже Онгудая по Урусулу до устья Улеты представлены порфиритовые эффузивы. Против устья Улеты их сменяет скалистый выход гранодиорита. Гранодиориты представлены сравнительно узкой полосой, не более 0,5 км., а далее представлены роговики, местами прорванные эпидотизированным кварцевым диоритом.

На запад от ст. Теньга, вверх по Урусулу, представлены разнообразные метаморфические сланцы, среди которых на перевальчике к рч. Угару имеется выход порфириода (серицитово-кварцевый сланец). Выше, по рч. Иоло, представлены зеленые метаморфические сланцы, а километрах в 5—6 выше устья имеется значительный выход белых, серых и брекчиевидных кварцевых порфиров. В соседнем логу видна узкая полоска известняков, как бы подстилающая кварцевые порфиры. Далее, на протяжении километров 1,5, прослеживается зеленый роговик, рассланцованный в простирании NW 330° с падением на NE под углом 80° . Далее представлены серые филлитизированные сланцы почти мери-

дионального простиранья с крутым падением на восток. В этой сланцевой толще встречена полоска сильно рассланцованных известняков (простиранье известняков, судя по прослеживаемым границам полоски, северо-восточное). На выветрелой поверхности известняков найден *Halsites cf. catenularia* L., устанавливающий силурийский возраст этой свиты сланцев, которые прослеживаются и далее.

При подъеме на Ябаганский перевал в россыпях встречены порфириды, а у самого перевала темные сланцеватые известняки с неопределимыми остатками фауны. После спуска вдоль дороги на протяжении 1 км. прослеживается полоса известняков NW простиранья, мощность этой полосы измеряется всего лишь десятками метров, и господствующей породой района являются сланцы.

Вниз по рч. Ябагану дорога идет горной степью, которая постепенно расширяется, а у устья Ябагача заболочена (возможно, здесь следы древнего озера). По сторонам широкой степной долины выходят скалистые гребешки сланцев, при чем северные склоны сопочек обычно лесистые, а южные голые, скалистые. Среди сланцев видно несколько полос известняка по несколько десятков метров мощности; простиранье этих полос несогласное с простираньем сланцеватости развитой в сланцах. Те же сланцы с известняками прослеживаются и далее по пути на Белый Ануй, при чем развитая в них северо-западная сланцеватость также несогласна с их истинным залеганием. Ниже к с. Белый Ануй километрах в 4—5 встречен гранит-порфир, контактирующий с энкринитовым известняком. Ближе к устью Белого Ануя и далее количество известняков возрастает и они начинают преобладать.

В виду однородности этих отложений, находка на рч. Иоло *Halsites* дает основание полагать, что высокогорное плато между Теректинским и Семинским белками сложено силурийскими отложениями.

От Чемала до Телецкого озера через верховья Сумульты.

Выше устья Чемала на левом берегу Катуня ясно видны две высоких террасы; на правом берегу на большом протяжении прослеживается терраса высотой над уровнем Катуня метров 150. Внизу имеется терраса высотой над Катунью метров 10, а в промежутке между ней и верхней несколько менее отчетливых, быстро выклинивающихся уступов.

Водораздел между Катунью и Чемалом сложен зелеными метаморфическими сланцами. Свита сланцев рассланцована в северо-западном простираньи, хотя встречается и северо-восточное простиранье; истинное залегание неясно. В одном месте среди сланцев пересечена полоска мраморов, являющаяся продолжением их выхода на берегу Катуня в м. Ашиякту, она протягивается в северо-западном направлении. Местами метаморфические сланцы представлены хлоритизированными глинистыми разностями, местами они известково-хлоритовые, цвет их серо-зеленый, и только у верховьев ручья Бия среди зеленых сланцев появляются фиолетово-серые филлитизированные сланцы, рассланцованные вертикально, имея простиранье NW 340°.

Далее появляются обильные высыпки и глыбы яшмовидного сургучного сланца, хотя скалистые выходы поблизости представлены зелеными метаморфическими сланцами. Далее выходят зеленые метаморфические песчаники, среди которых также встречаются высыпки яшмовидного сланца. По полосчатости фиолетового сланца и метаморфического песчаника, состоящего из мелких зеленых и фиолетовых песчинок уда-

лось установить, что сланцы имеют простирание NW 335°, падая на NE под углом 75—80°. Далее, по тропе, та же сланцевая толща, сохраняя северо-западное простирание, круто падает на SW; таким образом, очевидно, здесь в сланцах имеется небольшой синклинал.

Та же сланцевая свита прослеживается и далее, а за вершинами рч. Купе, правого притока Чемала (до местного этот приток называют Куш), на тропе появляются сначала глыбы белого и серого кремня, а затем и коренной выход в виде скал типичного „Чеповского“ кремня, при чем между скалами кремня кое-где имеются глыбы темносерого воющего известняка, вполне подтверждающего тождество с Чеповской серией. Залегание неясное, судя по вытянутости полос, простирание северо-западное. Эта толща кремней с известняками, очевидно, подстилает толщу зеленых сланцев. Далее на вершине хребта (высота этого пункта около 2.200 м.) скалистые выходы кремня более многочисленны, и ясно видно, что кремень интенсивно перемят, по всем направлениям в нем наблюдаются зеркала скольжения и местами имеются кварцевые жилки. Среди кремней встречены высыпки, а далее и коренной выход—полоска метаморфического сланца (1 м. шириной), залегающая вертикально, имея простирание NW 340°. Далее на альпийском лугу среди задернованного пространства имеются угловатые обломки кварцевого диоритового порфирита, представленного более светлой и более темной разностью, свидетельствующего, очевидно, о наличии здесь жильного выхода, так как поблизости встречаются куски кремня и серого сланца.

Далее преимущественное развитие получают метаморфические сланцы, они рассланцованы вертикально в простирании NW; по тонкому переслаиванию зеленых и фиолетовых сланцев удалось установить их истинное залегание, не совпадающее со сланцеватостью; они падают на NW 345° под углом 45°, т.е. сланцеватость перпендикулярна к истинному залеганию. Без полосчатости истинное залегание не различимо, так как по плоскости переслаивания нет никаких следов сланцеватости или трещиноватости. Среди сланцев здесь обнаружен еще один жильный выход диоритового порфирита.

Через несколько километров, далее метаморфические сланцы становятся кремнистыми, возможно частично ороговикованными, а затем тропа поднимается на гору Таман-иол („плохая дорога“), сложенную, судя по покрывающей ее каменной россыпи, гранитами и аплитами. Граниты слагают на водоразделе системы рек Эджигана и Чемала перевальный хребет, вытянутый в широтном направлении. Высота перевала по барометрическим данным 1.925 м.

В верховьи стекающей с этого хребта речки имеется типичный цирк с цирковым озерком, ниже по ущелью видны следы более древних цирков. Далее тропа пересекает широкую пологую местами заболоченную и поросшую полярной березкой долину, сложенную гранитами, а далее на северном хребтике, ограничивающем эту долину, выходят типичные черные контактовые роговики, по удалении от гранитов сменяющиеся эпидотизированными метаморфическими сланцами. Затем метров через 200 появляются обычные метаморфические сланцы, зеленые и фиолетовые, которые прослеживаются и далее по тропе, слагая берега рч. Токус-коль.

Выше рч. Токус-коль диагонально перегорожена мощной моренной грядой с типичным неровным рельефом. Валуны морены хорошо окатаны и представлены гранитом, контактовым роговиком и филлитом. Выше морены берега рч. Токус-коль сложены темнозелеными туфами, долина речки широкая, слабо вогнутая, с крутыми скалистыми берегами, имея типичный U-образный профиль. Туфы слагают берега рч. Токус-

коль до самой вершины. Она вытекает из небольшого карового озера, расположенного на скалистом уступе (ригель?) на высоте метров 40—50 над долиной. Выше имеется широкая чашеобразная котловина диаметром до 0,5 км., окруженная скалами, между которыми через восточное седло идет тропа, переваливающаяся в долину Малой Сумульты.

Высота этого перевала Сайгоныш равна 2.330 м. (высота истока Токус-коля 2.262 м.). Перевал пологий и корытообразно врезан в скалы, возможно через него в ледниковый период двигался ледник из долины М. Сумульты. Перевал, так же как и верховье рч. Токус-коль, сложен туфами, затем на перевале встречена туфогенная брекчия и зеленые и фиолетовые сланцы. В сланцах отчетливо выражена вертикальная сланцеватость WNW простирания, а по полосчатости видно, что слои падают на WNW 285° под углом 35°, т.е. сланцеватость перпендикулярна истинному залеганию. Фиолетовые разности рассланцованы сильнее, зеленые же, имея более песчаный состав, местами почти совершенно не рассланцованы. По возрасту эти отложения отличаются, очевидно, от более древних метаморфических сланцев, имеющих сходный литологический состав, но сильнее измененных и, вероятно, возраст этих отложений синхроничен с красноцветной свитой Алтая и Саян, относимой к верхам силура и низам девона.

Те же породы слагают и долину М. Сумульты против устья рч. Сайгоныш, при чем современная долина на 400 м. ниже перевала. Долина М. Сумульты широкая, 600—700 м. ширины, и окружена высокими скалами. На левом берегу на высоте метров 50 над долиной из скалы вытекает мощный ключ, который, по словам проводника, зимой не замерзает.

В верховьях М. Сумульты, там, где ее пересекает тропа, идущая с р. Эликмонар, влево к SE полого поднимается плоский, весьма широкий водораздел, сложенный моренными отложениями с характерным рельефом в виде множества мелких котловин, в части которых от недавно растаявшего снега сохранились озера. На поверхности морены видны крупные окатанные глыбы различных горных пород, среди которых преобладают граниты. Морена имеет ширину не менее 1 км. и служит водоразделом М. Сумульты и Камги. Морена перегородила верховье Камги, отделив ее от Сумульты, и Камга проложила себе новое русло. Гранитов — главного валунного материала морены — на месте поблизости нигде не имеется, так как ближайшие скалы сложены сланцами. К притоку Камги морена обрывается значительно круче, чем к Сумульте, превышая край долины последней метров на 40. Ледник очевидно сползал с М. Сумульты в Камгу.

После пересечения одного притока Камги, тропа снова пересекает моренную гряду, возвышающуюся метров на 25 и вероятно представляющую часть главной морены, отрезанную от нее речкой.

На этом участке на значительном протяжении выходов коренных пород не имеется, а затем появляются высыпки серого филлитизированного сланца и замечена гряда светлосерого мраморизованного известняка, а далее высыпки известняка с углистыми прослойками. Известняки прослежены до начала подъема на перевал (к рч. Саусканде), а близ вершины перевала (высота 1.970 м.) представлены порфиристы, которые слагают перевал. В порфиристах отчетливо видно рассланцование. При спуске с перевала к рч. Саусканде встречались высыпки темно-серого известняка.

Хребет Сукту-тайга, расположенный на левом берегу рч. Ак-Саусканды, большей частью сложен порфиритами, при чем встречаются несколько разновидностей порфиритов: в виде брекчиевидного порфи-

рита, авгитового порфирита с крупными, до 2 см. высотой кристаллами авгита, тоже с мелкими кристалликами авгита, наконец без ясных кристаллических выделений, но с крупными миндалинами выполненными кальцитом, при чем отдельные включения кальцита, вообще нередкого в порфиритах хребта Суекту-тайга, достигают размером 3—5 см. в диаметре. Порфириты подверглись сильному смятию и более податливые разности рассланцованы; кроме того порфириты местами пронизаны тонкими кварцевыми и кальцитовыми жилами, и смятие, а также смещение отразилось и на этих жилках. Самая вершина Суекту-тайга сложена авгитовым порфиритом, окварцованным и слабо оруденелым. Высота вершины Суекту-тайги около 2.530 м., а к северу от вершины имеется резкое понижение, выраженное скалистым уступом, ниже которого идет широкая пологая водораздельная грядка, пониженная по сравнению с хребтом к югу от нее метров на 300. Это понижение имеет длину около 1 км., а севернее оканчивается вновь довольно резким уступом. Представляется весьма вероятным, что это понижение выработано древним ледником, проходившим в этом направлении. Понижение это сложено фиолетовыми и зелеными сланцами и известково-хлоритовыми сланцами. К востоку от этой пониженной седловины, куда повидимому переливалась часть ледника Ак-Саусканды, избрав более легко разрушаемый участок сложенный сланцами, располагается долина и вершина рч. Кара-Саусканды. В верховьях эта речка подпруджена мореной (абс. высота морены 2.300 м.), сложенной валунами эффузивов. В одном месте речка промыла морену, что позволило выяснить мощность последней, равную 45 м. Верховья Кара-Саусканды представлены цирками, сложенными довольно разнообразной туфогенно-эффузивной толщей, в состав которой входят темный плагиоклазовый порфирит с миндалинами кальцита и светлорозовый, кремнисто-глинистый, туффитовый песчаник. На выветрелых поверхностях последней породы заметна тонкая близкая к вертикальной полосчатость почти меридионального направления. На этой породе, явно несогласно с ее полосчатостью, залегает пестрый зеленый туфогенный аггломерат, сверху более темный, с ясной полосчатостью падающей на восток под углом 45°. Выше, согласно с указанным залеганием, наблюдается полоса красно-фиолетового туфогенного песчаника, на которой налегает еще несколько, разнообразной окраски, туфовых слоев.

Вершина Кара-Саусканды, имеющая столь пестрый по окраске туфогенно-эффузивный состав представляет два ясно выраженных цирка, расположенных один над другим. Ниже нижнего цирка долина завалена мореной с тремя грядами отступления ледника. Высота морены около 40 м. Эта морена является свидетелем последнего отступления исчезнувшего ледника и превышает описанную выше морену по Кара-Саусканде метров на 130. На поверхности этой последней морены, судя по ее рельефу, в прошлом имелось моренное озеро, которое позднее было спущено.

Весьма яркие следы недавно бывшего оледенения имеются и в соседней долине Ак-Саусканды. По долине последней, севернее вершины Суекту-Тайга, на левом берегу имеется выход мраморизованных известняков, под которым расположено карстовое озеро с вытекающим из него ключом. Выше, по обоим берегам Ак-Саусканды наблюдается широкая полоса ледниковых отложений в виде гряд, холмов и котловин, частично заполненных водой. Ширина долины речки здесь метров 600—700, ледниковые отложения вдоль берегов прослеживаются примерно на 1 км. На этом протяжении по правому берегу Ак-Саусканды представлены исключительно порфириты и туфы. Истоки Ак-Саусканды берут

начало—северный с водораздела, заваленного моренными отложениями, а два других штока из двух огромных цирков с значительным количеством снега.

Перевал между Ак-Саускандой (система Сумульты—Катуни) и Чегошем (приток Бии) имеет высоту 2.020 м. и представляет седловину, полого спускающуюся и к Ак-Саускандре и к Чегошу. Вершина Чегоша начинается в большом цирке, образованном из слияния нескольких цирков. Цирк этот обращен на север, и ложе его завалено обломками, имеющими форму языка, ниже которого есть маленькое озерко, подпруженное мореной.

Вершина к юго-западу от перевала Ак-Саусканда—Чегош имеет высоту 2.547 м., при чем соседняя с ней вершина над каром вероятно метров на 100 превышает ее. Вершина эта сложена частично метаморфизованным плагиоклазовым порфиритом, который на склоне к перевалу подстилается пестрыми сланцами, рассланцованными, как это видно по полосчатости, согласно с истинным напластованием, падая на $WSW\ 255-260^\circ$ под углом $50-60^\circ$. Среди сланцев преобладают туфогенные, частично метаморфизованные фиолетовые сланцы, и в подчиненном количестве имеются более прочные зеленые известковистые песчаники. На седле эти сланцы подстилаются конгломератами.

Конгломерат состоит из крупных галек до 30 см. диаметром. В состав галек входят, главным образом, эффузивные породы (порфириты и туфы), но встречаются и мраморизованные известняки. Цемент конгломерата—аркозовый песчаник. Конгломерат заметно спрессован и рассланцован. Мощность конгломерата не менее 150 м., а ниже он подстилается зеленым, частью песчаным сланцем. Вершина в NE от перевала сложена эффузивными порфирами. Ниже, где сходятся все ручьи и имеется довольно большое проточное озерко (диаметром метров 150—200), выходят скалы мрамора белого, серого, серого с черными полосами и розового. Встречен мрамор с выделениями кварца. В темной менее измененной разности мраморов удалось обнаружить археоциаты, с несомненностью устанавливающие кембрийский возраст мраморов. Простирание мраморов северо-западное, падают на $SW\ 230^\circ$ под углом от 75° до 90° .

Водораздел восточной вершины Ак-Саусканды с Уйменем (приток Бии) сложен темными порфиритовыми лавами и туфами. Высота перевала здесь около 2.600 м. К югу от перевала расположен цирк, диаметром метров 200, в котором имеется продолговатое цирковое озерко, на высоте около 2.457 м., подпруженное мореной. Из этого озера вытекает восточный исток Ак-Саусканды. Ниже по последней имеется морена, ниже которой до слияния истока с северными вершинами имеется еще одна морена, метров на 200 ниже морены, подпрудившей озерко.

Перевал сложен желтыми доломитизированными известняками с трубчатыми организмами, мощностью метров 50, сменяющимися известковистыми сланцами, зеленым туфом и туфогенным песчаником. Встречен также и темный миндалекаменный плагиоклазовый порфирит, а в выносах ручья имеются и красноцветные песчаники и сланцы.

Геологическое строение верховий Саусканды у водораздела с системой Бии на основании всего вышеизложенного представляется в следующем виде. Имеются кембрийские мраморы, прорванные и перекрытые близкими им по возрасту авгитовыми порфиритами. В состав этой древней толщи входят также метаморфические сланцы. Затем имеется вторая толща, по возрасту отличающаяся от этой нижне-палеозойской, и, вероятно, отделенная от последней фазой каледонского горообразования. Эта толща состоит из конгломератов, песчаников, сланцев, доло-

митизированных известняков и разнообразных, как основных так и кислых эффузий. Пестрый состав этой толщи вместе с наличием красно-бурой и фиолетовой окраски некоторых ее составных частей является основанием наименования этой толщи пестроцветной или красноцветной. Литологический состав этой толщи говорит об ее континентальном или эпиконтинентальном происхождении. Возраст этой толщи непосредственно не установлен, но по аналогии с соседними территориями можно полагать, что он не старше верхов силура и является аналогом ниже-девонской красноцветной толщи, имеющей значительное развитие в соседних на северо-востоке территориях.

По тропе от Суасканды к устью рч. Чибита, левого притока Сумульты, вначале встречались высыпки известняка, затем коренной выход кремня, белого, серого, черного и ржавого, затем на значительном протяжении прослеживаются темные сланцеватые известняки; среди них, судя по высыпкам, имеются роговики и метаморфические сланцы. Далее встречены сланцеватые битуминозные известняки, которые сменяются зелеными метаморфическими сланцами, среди которых далее встречается хлоритово-кремнистая разность.

Метаморфические сланцы прослеживаются вдоль тропы на значительном расстоянии, а затем к SSW от перевала Камга-Карасу имеется выход гранита, слагающего правый берег Карасу. Левый берег Карасу сложен зелеными метаморфическими сланцами с многочисленными кварцевыми жилами. С перевальчика между правыми притоками Сумульты видно, что по левому берегу ручья, километра полтора северо-восточнее Карасу, метаморфические сланцы сменяются известняками, и те и другие вертикальны, имея простирание NW 340°.

У устья Чибита по обоим берегам представлены зеленые метаморфические сланцы, но по правому берегу коренные выходы известняка видны всего в 200—300 м. от берега. Речка течет почти по простиранию, а потому известняки выходят к реке на правом берегу лишь километрах в 3 от устья, где сланцы сменяются скалами известняков высотой 200—300 м., почти отвесно обрывающимися к реке.

Известняки мраморизованы и имеют различную окраску от чисто белого цвета до темносерого, а местами окрашены в желтый и красный цвет. В скалах на различной высоте видны пещеры. По правому берегу известняки прослеживаются до истока Чибита, между тем по левому берегу на весьма значительном протяжении встречаются метаморфические сланцы, главным образом зеленые, но изредка встречаются фиолетовые и темносерые. Вверху долина Чибита широкая, но сухая, и мощные боковые притоки, спадая в нее водопадами, вскоре же исчезают под наносами. Сухое верховье Чибита представляет большую пологую воронку.

Далее, совершенно незаметно, начинается водораздел в виде широкой пологой долины с своеобразным рельефом в виде многочисленных больших, но неглубоких воронок. Такой карстовый ландшафт, без ясно выраженного уклона в ту или другую сторону, имеет ширину не менее 1 км., а затем начинается спуск к речке Улу-су—притоку Кадрина.

Верховья Улу-су имеют также широкую, не менее 500 м. шириною, сухую долину и такой же своеобразный карстовый рельеф, а коренные берега при этом пологи и задернованы. Очевидно, сухие истоки Чибита и Улу-су и их своеобразный водораздел расположены на известняках. Известняки в верховьи Чибита аморфные темносерые, как в Чепоше; для полной аналогии не хватает кремней, хотя небольшие включения кремня здесь в известняках имеются.

По сухому логу верховья Улу-су, носящему название Куру-айры, а далее по Улу-су, представляющему маленькую речку, на значительном

протяжении представлены исключительно известняки, в которых местами видны многочисленные пещеры. Известняки прослеживаются по Улу-су до устья левого притока Калган-ту-коль (на десятиверстке Кылканду) вверх по которому поворачивает далее тропа. На левом берегу этого притока обнажаются темносерые известняки с кремнями. 1 км. выше среди известняков проходит полоса метаморфического сланца мощностью несколько метров, а далее те же темносерые известняки, среди которых появляются полосы кремня, подтверждающие полное тождество данной свиты с Чепошской.

Известняки, повидимому, слагают долину речки до озер, но в правых логах представлена галька пестроцветных пород, говорящая о развитии их по соседству. Нижнее озерко Калган-ту-коль расположено на высоте около 1.980 м., оно заполняет долину, перегороженную мореной; длина его метров 200, глубина его едва ли превышает 2 м. В морене, частично промытой, видны валуны эффузивных пород. Полукилометром выше имеется второе озерко, по виду и размеру сходное с нижним. Ландшафт этой местности—типичный ледниковый, рельеф сильно сглаженный, берега низкие, пологие и все сплошь задерновано. Третье озерко располагается примерно 1 км. выше второго, уровень его превышает уровень первого озерка судя по барометру всего лишь метров на 7—8, что достаточно характеризует равнинность рельефа этой местности. Длина этого озерка метров 300 при ширине метров 60, оно плоское и еще более мелкое, чем предыдущие, сплошь заросшее болотными растениями. Выше озера располагается плоская широкая луговина—очевидно дно древнего озера, а затем несколько моренных холмов, в которых имеются хорошо окатанные валуны разнообразного петрографического состава. Высота моренных гряд над уровнем третьего озера не превышает 10 м., и вместе с тем они служат водоразделом между системой озер и речкой, текущей к SE в Кадрин. Далее, за моренной грядой имеется широкая (не менее 200 м.) плоская, вначале безводная долина, имеющая такой же характер, как и верховья Калган-ту-коль.

Ледниковые отложения имеют большое развитие на водоразделах и в верховья системы Кадрина и Башкауса, где имеются многочисленные моренные гряды и холмы, превышение которых над окружающей местностью иногда доходит до 100 м.

Коренные породы, слагающие верховья Кадрина представлены пестроцветной толщей. Встречаются туфогенные песчаники и серые частично филлитизированные песчано-глинистые и известковистые сланцы. Сланцеватость всюду, где она выражена, северо-западного простирания (340°) при вертикальном падении, но по переслаивающимся отложениям видно, что истинное залегание не совпадает с сланцеватостью. Так один такой достоверный замер дал падение на NE 20° под углом 45° .

Перевал между системой Кадрина и Башкауса сложен известковистыми сланцами, рассланцованными вертикально в меридиональном простирании. По долине Аспаты (притоку Башкауса) представлены зеленые песчаники, мятые порфириновые туфы, фиолетовые глинистые сланцы порфириты и туфо-брекчии. Ниже появляются метаморфические сланцы, частично ороговикованные, повидимому, соседством с интрузивом, не представленным по долине Аспаты. Среди метаморфических толщ имеется окварцованный конгломерат с кварцевой галькой, при чем, как это видно по спрессованности кварцевых галек, конгломерат сильно рассланцован и смят. Простирание полосы конгломерата NE 15° при вертикальном падении. Сланцы по соседству рассланцованы в северо-западном простирании.

Ниже по Аспате на высоте 20—25 м. над современным уровнем имеется речная терраса с типичной косой слоистостью. По склону берега имеются крупные до 1 м. диаметром валуны, среди которых нередки валуны гранита, по долине Аспаты нигде не обнажающегося; несомненно, что эти валуны ледникового происхождения. Высота этой части долины около 1.800 м. Коренные породы, слагающие берега Аспаты,—метаморфические известково-хлоритовые сланцы.

На участке тропы между Аспатой и Кумгалыром имеются весьма яркие следы недавно бывшего оледенения в виде широкой почти безводной долины, заваленной ледниковым материалом, с оглаженными скалами коренных пород, по бокам, представленных кроме метаморфических сланцев их контактово-измененными разностями и жилами диорита.

Верховье Кумгалыра представляет широкую плоскую ледниковую долину, по которой протекает незначительный ручей. Перед устьем долина перегорожена мореной, высотой около 100 м. с огромными валунами гранита. Далее подпрудой менее высоких моренных гряд образовалось большое озерко, диаметром 200—250 м., а за ним еще два или три таких же озерка. Верхняя часть древней долины, таким образом, оказалась отрезанной, и ручьи потекли в обратном направлении. Далее берега главной долины сложены уже гранитами. Близ устья долина Кумгалыра имеет ширину до 1,5 км., левый коренной берег степной, правый (северный) лесистый. Долина завалена моренным материалом, при чем преобладают валуны гранита и интрузивного гнейса. У самого устья, ниже моренного озерка, имеется коренной выход плейстатых кварцево-хлоритовых сланцев, падающих по сланцеватости на SW 230° под углом 20°.

Ледниковые отложения прослеживаются и далее вниз по Башкаусу, при чем имеется участок брошенной сухой долины Башкауса, отделенной от современной долины моренными грядами. По берегам Башкауса ясно видны 3 террасы. Огромные угловатые глыбы, очевидно ледникового происхождения, загромождают долину Башкауса. Выше моста у устья Аспарты правого притока Башкауса последний врезается ущельем в кварцево-хлоритовые плейстатые сланцы, интенсивно сплюснутые, падающие на NE 50° под углом 75—80°. Русло Башкауса врезано в эти сланцы метров на 15—20, древняя долина значительно шире, и ледниковые отложения наблюдаются до высоты около 150 м. над современным уровнем реки. На левом берегу Аспарты близ устья имеются величественные земляные пирамиды. По мере удаления от устья метаморфические сланцы, слагающие долину Аспарты, становятся менее интенсивно измененными. Сама Аспарта представляет ничтожную речку и ее широкая долина несомненно выработана ледником. Судя по валунам, помимо метаморфической свиты по соседству представлена также и пестроцветная свита. В верховьях Аспарты имеются озерки несомненно ледникового происхождения. Долина здесь имеет плоское дно при крутых, местами почти отвесных берегах. Выше озер долина расширяется еще более, но загромождена моренными холмами, высотой метров до 20. По береговым склонам местами наблюдаются рыхлые (ледниковые) отложения на высоте метров 75 над современным уровнем.

Совершенно незаметный перевал, образованный мореной на высоте около 2.000 м., служит водоразделом Аспарты и Улагана. С морены-перевала идет пологий спуск через „ворота“, образованные вертикальными скалами зеленых сланцев, высотой метров 50—75, при ширине метров 100. Ниже долина расширяется метров до 400, а еще далее скалы совершенно сглаживаются, и тропа приводит к ледниковому плоскому озеру Балыктюю, из которого вытекает Улаган в виде ничтож-

ного ручья по широкой заболоченной долине. До озера коренные породы представлены метаморфическими сланцами, ниже по Улагану представлена пестроцветная свита в виде туфогенных и железистых песчаников, глинистых сланцев и туфов зеленой и красной окраски. Отложения эти падают прямо на N под углом 50° .

С. Улаган расположено на слегка возвышенной части при слиянии двух широких, частично заболоченных долин, ограниченных пологими склонами, сложенными моренным материалом. К юго-востоку от с. Улаган, тропа, незаметно поднимаясь, приводит на перевал, который с северо-востока ограничен скалистыми выступами пестроцветной породы, а самое перевальное седло завалено ледниковыми отложениями в виде гряд с крутыми склонами к долине за перевалом. Последняя так же, как и долина Улагана, широкая, плоская, но не заболоченная. Несомненно эта долина вместе с долиной Улагана в прошлом служили ложем одного и того же ледника.

Долина собственно Улагана, в которую далее приводит тропа, сложена кроме ледниковых отложений коренными отложениями пестроцветной свиты, при чем помимо ярко окрашенных туфов песчаников и сланцев встречен 8-метровый слой доломитизированного известняка, на который налегает прослой, около 2 метров мощности, серого тонкосланцеватого известняка. Фауны в известняке не обнаружено. Вероятно, это аналог доломитизированного известняка, представленного в пестроцветной свите на водоразделе Ак-Саусканда-Уймень.

Далее тропа отходит от Улагана и по моренным холмам плавно поднимается на водораздел Башкауса и Чулышмана. Вдоль тропы местами имеются коренные выходы зеленых сланцев пестроцветной свиты. За почти незаметным водоразделом картина довольно резко меняется. В то время как ручьи и реки системы Башкауса, даже самые ничтожные, текут по широким пологим заболоченным долинам с пологими склонами, в верховьи притока Чулышмана рч. Кату-ярыка, имеется глубоко врезанное в коренные породы, возможно цирковсе озеро, из которого идет к Чулышману глубокое узкое ущелье с почти отвесными скалистыми берегами. Почти плоский, весьма пологий склон, по которому идет тропа, остается наверху на значительной высоте над дном ущелья.

Километра за два до устья Кату-ярыка правое пологое побережье завалено ледниковыми отложениями. В прошлом несомненно здесь проходил ледник, соединявший Чулышманский ледник с Башкауским, или может быть имело место сплошное покровное оледенение всего этого водораздельного плато. В настоящее время эти ледниковые отложения на несколько сотен метров превышают ледниковые отложения позднейшего оледенения, имеющиеся на дне Чулышманского трога, ясно указывая на то, что эти водораздельные ледниковые отложения принадлежат более древнему оледенению.

У устья Кату-ярыка, вернее у его обрыва, зигзагом вьется тропка, спускающаяся с плато в долину Чулышмана. Перед обрывом долина Кату-ярык врезана в обрыв всего метров на 20, а ниже идет почти вертикальный обрыв в форме подковы или цирка, при чем разница между уровнем обрыва и долиной Чулышмана достигает 500 м. Рч. Кату-ярык водопадами срывается с скалистой выемки, но вскоре же исчезает в мощных осыпях. Обрыв сложен метаморфическими песчаниками, местами ожелезненными. Глубокая U-образная долина Чулышмана имеет ширину не более 500 м. и завалена камнями от глыб в десятки куб. мет. до мелкой гальки. Часть материала несомненно принесена ледником, но вместе с тем также несомненно, что значительная часть огромных угловатых глыб является следствием разрушения и обвалов кру-

тых коренных берегов Чулышмана. Ледниковые валунные глины наблюдаются в виде прислоненных к скалам островков на высотах до 200 м. над уровнем долины Чулышмана.

Коренные породы, слагающие долину Чулышмана ниже Кату-ярка представлены зелеными метаморфическими сланцами и песчаниками, местами обильно пронизанными кварцевыми жилками, местами в этой толще имеются тонкие прожилки железного блеска, а в кварцевых жилах встречаются небольшие включения халькопирита и по соседству с такими жилками на поверхности метаморфических сланцев имеются пленки малахита. Сланцы интенсивно смяты, местами видна ясная веерообразная складчатость (ниже бома Иту-кая), поэтому элементы залегания меняются на коротком расстоянии. В общем, как будто, преобладает северо-восточное простирание, но наряду с ним встречается и северо-западное. Ниже бома Иту-кая имеется надвиг под крутым углом, при чем на метаморфические сланцы надвинуты сланцы той же свиты, но с прослоем мрамора мощностью метров 6 и сильно разложившейся жилой диабаза. Ниже по Чулышману та же полоса мрамора встречается вновь и возможно, что здесь она лежит на месте, а в предыдущем разрезе в виде оторванной и смещенной части.

Ближе к устью Чульчи на левом берегу Чулышмана развиты мощные ледниковые террасы, достигающие высоты 50—75 м., а на левом берегу Чульчи у устья на высоте 65—100 м. имеются земляные пирамиды, прислоненные к метаморфическим сланцам коренного берега. Профиль долины Чульчи типичный U-образный. Ниже устья Чульчи долина Чулышмана расширяется почти вдвое и в начале представляет почти ровную песчаную степь с сравнительно редко разбросанными на ее поверхности ледниковыми валунами.

Километрах в 9 ниже устья Чульчи, там где Чулышман круто поворачивает на северо-запад, долина его пересекает брахи-антиклиналь с осью северо-западного направления: на левом берегу метаморфические сланцы падают на юг и юго-восток, а на правом на север и северо-запад. Несколько ниже на правом берегу, по наличию яркой красной полосы, удастся установить сброс амплитудой метров 150, проходящий поперек длинной оси антиклинали. По обоим берегам местами к скалам прислонены земляные пирамиды, располагающиеся на высоте метров до 200 над современной долиной. Ниже на левом берегу Чулышмана имеется шток биотитового гранита с полосами более мелкозернистой разности. На правом берегу гранитов нет и сланцевая толща, падая на NE, налегает на граниты. Граниты прослеживаются вниз по Чулышману на уровне реки на протяжении 1,5 км., кверху же они куполообразно выклиниваются и сменяются налегающими на них сланцами. Ниже выхода гранитов долина Чулышмана на некотором протяжении становится каменистой и бесплодной. На скалах правого берега здесь великолепно выражено воздействие бывшего когда-то ледника в виде изборожденной ледниковыми шрамами поверхности обрыва до высоты примерно 200 м.

Километрах в двух выше устья Башкауса на левом берегу Чулышмана представлены зеленые метаморфические сланцы, поставленные (судя по сланцеватости) на голову, имея простирание NE 30°. Эти сланцы продолжают и на правый берег, где видны вертикальные серые гребни, но последние слагают лишь половину обрыва берега, (до высоты метров 150—200), а выше к ним несогласно прислонены сланцы более темной окраски, при чем между серыми и более темными сланцами имеется широкая красная полоса. Темные сланцы падают на NE под углом около 60° и, таким образом, простирание их перпендикулярно простиранию серых сланцев.

Скалистый мыс между Чулышманом и Башкаутом, имеющий форму крупного бараньего лба, сложен брекчиевидными метаморфическими сланцами, падающими прямо на восток под углом 55° . Далее самый конец мыса сложен моренным материалом, образующим прислоненный к скалистому мысу, длиною до 0,5 км. при высоте метров 10; вдоль этого мыса, сложенного рыхлыми отложениями, в долину Чулышмана выходят обильные ключи, просачивающиеся из долины Башкауса, имеющей более высокий уровень.

Ниже устья Башкауса по берегам Чулышмана представлены те же метаморфические сланцы, при чем близ устья они подверглись заметному воздействию соседней гранитной интрузии и превращены в биотитово-хлоритово-кварцевые сланцы (инъицированные). Граниты видны в обрывах над сланцами, но на уровне долины лишь у самого берега Телецкого озера имеются гранито-гнейсы, слагающие западный берег озера. В гранито-гнейсах имеются кварцевые жилы с турмалином. Скалы правого берега Чулышмана близ устья сложены двуслюдяным гранитом, за исключением самого мыса, сложенного инъицированными сланцами. На самом устье профиль долины Чулышмана—типичный корытообразный, при чем, на мысу правого берега имеются два ясных заплечика. Дельта Чулышмана довольно широкая, но до дельты Кыги от нее остается еще значительное пространство.

От Телецкого озера до озера Джулю-Коль.

Выше устья Башкауса, по правому берегу Чулышмана километрах в двух ниже устья рч. Карасу, среди кристаллических сланцев (инъицированных гнейсов) имеется небольшой выход мятого гнейсовидного гранита. В кристаллических сланцах есть кварцевые жилы с турмалином, при чем кристаллы турмалина разорваны и смещены, ясно указывая на смятие бывшее после интрузии гранитов, Километром далее, вверх по Чулышману, вновь небольшой выход гранита; в кварцево-биотитовых сланцах по соседству имеется вкрапленность колчедана. Свита сланцев залегает вертикально и в ней есть полоска мраморов мощностью метра 2, имеющая простирание NW 325° .

По тропе вверх по рч. Карасу представлены хлоритово-глинистые сланцы, рассланцованные вертикально в северо-западном простирании. К ним прислонены моренные отложения, прослеживаемые до высоты 400 м. над уровнем Чулышмана, при чем, при подъеме на правом берегу Карасу, в размываемой морене имеются великолепно выраженные земляные пирамиды. Валунный материал представлен метаморфическими сланцами и гранитами.

Выше по Карасу, вблизи границы леса все покрыто ледниковыми отложениями с массой эрратических валунов гранита, инъицированного гнейса и метаморфического сланца. Среди ледникового ландшафта в виде заболоченных долин и низких пологих моренных гряд выделяются более высокие холмы, иногда имеющие скалистые края, сложенные инъицированными гнейсами и гранитами.

В вершине речки Бардахы-су, долина которой завалена ледниковыми отложениями, имеется моренно-плотинное озеро Бардахы-коль длиною около 1 км., при ширине 0,5 км. Перевал из Бардахы-су в систему рч. Кайры сложен кварцево-эпидото-хлоритовыми сланцами, а в верховьях рч. Кайры представлены слюдисто-кварцевые сланцы (контактово-измененные метаморфические сланцы), а далее зеленые метаморфические кремнисто-хлоритовые сланцы. Местами в них обильны

кварцевые жилы, в контакте с которыми сланцы испытывают усиление метаморфизма. Кварц в жилах подвергся смятию и местами рассланцован.

Весь этот район носит ясные следы недавнего оледенения, водоразделы сглаженные, а верховья рек завалены моренным материалом и нередко плотинные озера. Речные долины широкие, в большинстве случаев несоответствующие ничтожным размерам современных рек. Так ширина долины рч. Кайры достигает километра полтора. Коренные породы, слагающие этот район, метаморфические сланцы, местами среди них имеются граниты, по мере приближения к которым сланцы контактово изменены и превращены в инъицированные гнейсы. Последние слагают гору Чалду-ту на водоразделе р. Ташту и р. Кыги; поверхность этого водораздельного хребта оглажена воздействием бывшего здесь ледника. В сланцах встречаются изолированные вкрапленники медного колчедана. Сланцы рассланцованы вертикально или почти вертикально, простирание сланцеватости изменяется от NE до NW. Инъицированные гнейсы слагают вершину правого притока Кыги, рч. Сары-голо. На левом берегу этой речки, у поворота ее направления с западного на южное, имеется отчетливый цирк, а полукилометром выше по долине второй цирк, значительно большей величины. В промежутке между цирками имеется бараний лоб. Там, где долина Сары-голо круто поворачивает к югу, она имеет вид уже глубокой долины с скалистыми крутыми берегами, при чем профиль ее и здесь ясный U-образный. По этой глубоко врезанной корытообразной долине тропа через „перевал“, выраженный мореной (абсолютная высота этого „перевала“ около 2.300 м.), приводит в долину рч. Эрината (приток Абакана). Едва ли могут быть какие либо сомнения в том, что в прошлом по этой долине ледник двигался к северу в систему Абакана, затем в силу каких-то причин эта долина была оставлена и ледником и рекой, а последняя стадияльная морена ледника, оставшаяся на дне этой древней долины стала играть роль водораздела при новой речной системе.

На левом берегу рч. Сары-голо, непосредственно ниже ее поворота к югу, среди метаморфических сланцев, залегающих вертикально, имея простирание NE 50°, и представленных кварцево-эпидото-хлоритовыми сланцами и серицитово-кварцевыми сланцами, имеется выклинивающийся штук змеевика мощностью максимум метров 50. Признаков асбеста в нем не обнаружено. Залегание змеевика несогласное с залеганием соседних слоев метаморфической толщи. Эта свита местами обильно пронизана кварцевыми жилами, при чем в последних видны сдвиги и сбросы.

На левом берегу Сары-голо у ее поворота имеются осыпи пестроцветных пород, хотя коренные породы в этом месте метаморфические сланцы. Пестроцветная серия представлена зелеными кремнистыми сланцами, переходящими в серые и пестрые кремнистые сланцы, а выше располагаются красные песчаные сланцы. Общее падение пестроцветной серии на NE 40° под углом 30—40°. Слои эти, очевидно, с резким угловым несогласием лежат на более древней толще, будучи отделены от последней фазой горообразования. На самом мысу поворота видно, что пестроцветная серия образует сложную складку надвинутую на вертикальные слои метаморфической серии (рис. 1).

За поворотом, уже в долине Эрината, пестроцветная серия падает на NW под углом 50—70°, и в осыпях здесь видны крупные конгломераты, а в коренных выходах фиолетово-красные песчаные сланцы. По литологическому составу этой свиты ее можно параллелизовать с красноцветной толщей Алтая и Саян и, таким образом, ее можно отнести к девону.

Ниже моренного водораздела долина Эрината заметно углубляется и по краям ее имеются ясно выраженные террасы. Края этой долины сложены исключительно пестроцветной серией, при чем представлены красные сланцы, песчаники и мелкие конгломераты. Те же пестроцветные отложения слагают и долину левого притока Эрината, рч. Пачемыш. Эта последняя долина имеет ясные следы бывшего оледенения.

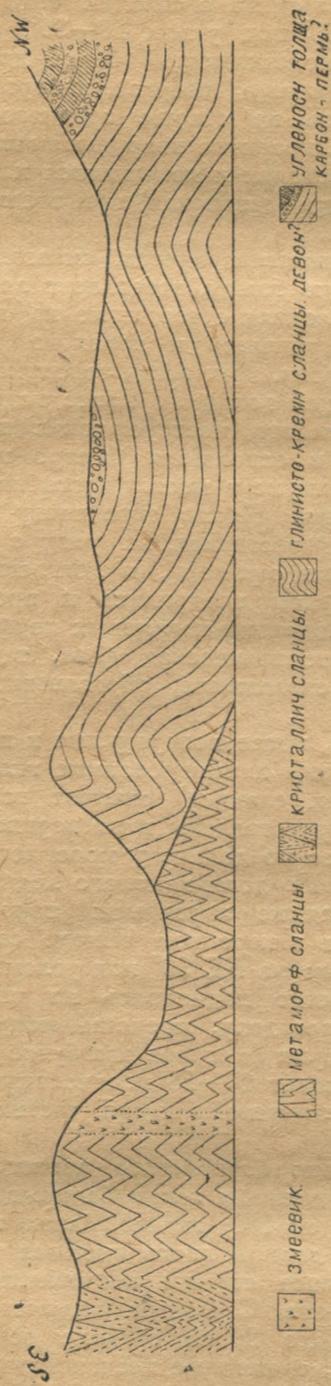
На склоне горы Тебе в верховьях рч. Пачемыша, на высоте около 2.600 м. представлены конгломераты, падающие на SW 245° под углом 60—70°. Галька конгломерата преимущественно кремнистая, хорошо окатанная, мелкая, хотя отдельные гальки достигают в диаметре 10—15 см. Цемент конгломерата песчано-глинистый, местами в цементе встречается пирит. Конгломераты подстилаются серыми и красными кремнисто-глинистыми сланцами, среди которых встречаются ржавые сланцы и есть натёки бурого железняка. Кремнисто-глинистые сланцы в свою очередь подстилаются красными слоистыми глинистыми песчаниками. Общая мощность толщи несколько десятков метров. В этой толще перед конгломератами имеется полоса сажистых сланцев, среди которых раскопкой было вскрыто 4 пласта угля. Самый мощный пласт достигает 1,10 м. Качество этого угля оказалось весьма низким, а потому он вряд ли может иметь практическое значение (на выходе в саже 39% золы). Более подробный разрез угольной пачки приведен в опубликованном описании полезных ископаемых (Нехорошев 26, стр. 700).

Под другим склоном горы Тебе имеется огромный цирк в красных песчаниках, которые в обрыве цирка падают на SW 235° под углом 50—60°. Возраст угленосных отложений и подстилающих их красных глинистых песчаников несомненно более молодой, чем возраст девонской красноцветной толщи и возможно, что относится к карбону или даже к верхнему палеозою.

Далее, по сланцевой толще, подстилающей красный песчаник с углистыми сланцами и углем, тропа приводит к верховью притока Эрината рч. Эжеме, где в самом истоке в цирке имеется медное месторождение. Не останавливаясь подробно на последнем, поскольку оно уже описано (Нехорошев 26, стр. 687), здесь лишь вкратце коснемся геологического строения этого района. В сравнительно недавнее время, может быть еще перед последним оледенением, этот район представлял высокогорное плато с незначительно выступавшими, сравнительно небольшими остаточными холмами, сложенными более прочными породами. В настоящее время этот район весьма резко расчленен, при чем главными факторами расчленения являются морозное выветривание и бывшее оледенение. Рельеф этой местности весьма своеобразный, это сложные узкие крутосклонные хребты, по сторонам которых располагаются многочисленные цирки. Строгой закономерности в распределении цирков не наблюдается.

Геологическое строение данного района в кратких чертах может быть охарактеризовано таким образом: в основании лежит известняково-сланцевая толща, залегающая вертикально, имея простирание NE 35—40°. В этой толще имеется полоса порфириода, представляющего древний лавовый покров или древнее интрузивное тело. Возраст этой толщи, на основании найденных в мраморизованных известняках Эжеминского месторождения окаменелостей *Rhynchonella* sp., *Cyathophyllum* sp., *Favosites* ex gr., *Goldfussi*, *Favosites* ex gr. *gothlandica*, *Heliolites* sp., *Pachypora* sp., *Monotrypa* sp., *Semicoscinium* sp. и энкринитов, может быть принят с известной вероятностью как верхне-силурийский. На эту толщу, с ясным угловым несогласием налегает более молодая толща в основании которой залегают конгломерат с хорошо окатанными гальками мрамора.

Схематический разрез у водораздела рр. Кыги и Эринага.



Масштаб 1,5 км. в 1 см.

Рис. 1.

мора и кварцевого порфира, а выше глинистые сланцы, песчаники и туфы (рис. 2). Эта толща смята в складки северо-западного простирания с падением на NE 50° под углом $20-30^\circ$, т.е. почти перпендикулярно к простиранию подстилающей более древней свиты. После того как более молодая толща, возраст которой с известной долей вероятности можно считать не старше среднего девона, была смята в складки, она затем была прорвана кварцевыми порфирами, мраморизовавшими силурийские известняки и явившимися источником оруденения последних. Сланцевая толща (девонская) при этом подвергалась интенсивному окремнению.

Во время дислокационного процесса, смявшего в мелкие пологие складки верхнюю девонскую толщу, несогласно лежащую на подстилающей ее силурийской, последняя естественно не могла перестроиться, а лишь несколько деформировалась и вероятно рассланцовалась там, где были подходящие условия. При этом, вероятно, частично происходило смещение вышележащей толщи по менее податливому фундаменту, так как в цирке Эжеминского месторождения видно, что мощность конгломератов, лежащих в основании, быстро меняется на коротком расстоянии, достигая максимума в местах прогибов и утоняясь на выпуклостях подстилающей толщи. Кроме того внизу конгломератов, лежащих на мраморизованных известняках, на ряду с окатанными гальками имеются и угловатые куски мрамора, и конгломерат имеет характер брекчии. Кварцевые порфиры внедрились и прорвали уже смятые в складки сланцы. После внедрения кварцевых порфиров имела место по крайней мере еще одна тектоническая фаза, так как в окремненных сланцах имеются зеркала скольжения, образовавшиеся несомненно уже после окремнения.

На дальнейшем пути, после возвращения к вершинам Кыги, по ее притоку Караколу, встречены инфицированные гнейсы, которые (в виде роговообманково-кварцевых сланцев) слагают гору Ойрок-таш. Те же инфицированные гнейсы представлены и по вершинке Кыги, стекающей с горы Ойрок-таш, а далее по долине у моренного озера представлен грубозернистый песчаник. По долинке много ледниковых гряд и холмов; имеются и холмы, сложенные коренными породами (бараньи лбы). В одном из бараньих лбов в коренном выходе серого грубозернистого песчаника замерено падение на NE 30° под углом 30° .

Далее тропа, незаметно поднимаясь по широкой заболоченной долине, приводит к водоразделу, представляющему широкое болото, ограниченное по бокам двумя (с севера как будто даже тремя) уступами. Высота уступов не превышает 10—15 м. и частично они сложены коренными породами песчано-глинистой толщи, частью же ледниковым (валунным) материалом.

За „перевалом“ среди болотистого лесного пространства часто встречаются обломки песчаника, а также бараньи лбы, сложенные песчаником, полого падающим на NE; южнее, ближе к озеру Сайгоныш, на левом берегу болотистой долины вновь имеются террасовидные уступы высотой 5—10 м., сложенные серыми песчаниками, падающими на NE под углом $30-35^\circ$. Долина Сайгоныш километрах в 3 от р. Чульчи расширяется километров до 2; по середине ее имеются великолепно выраженные бараньи лбы, сложенные песчаниками. Песчаники и глинистые сланцы слагают левый коренный берег этой долины, при чем, имея простирание NW 310° , они залегают вертикально, а несколько далее отчетливо выступает уступ метаморфических сланцев. Последние на Чульче у брода падают на NE 15° под углом 40° . Очевидно, вертикальное залегание песчано-глинистой серии объясняется в данном участке

Разрез в истоках р. Эжеме.

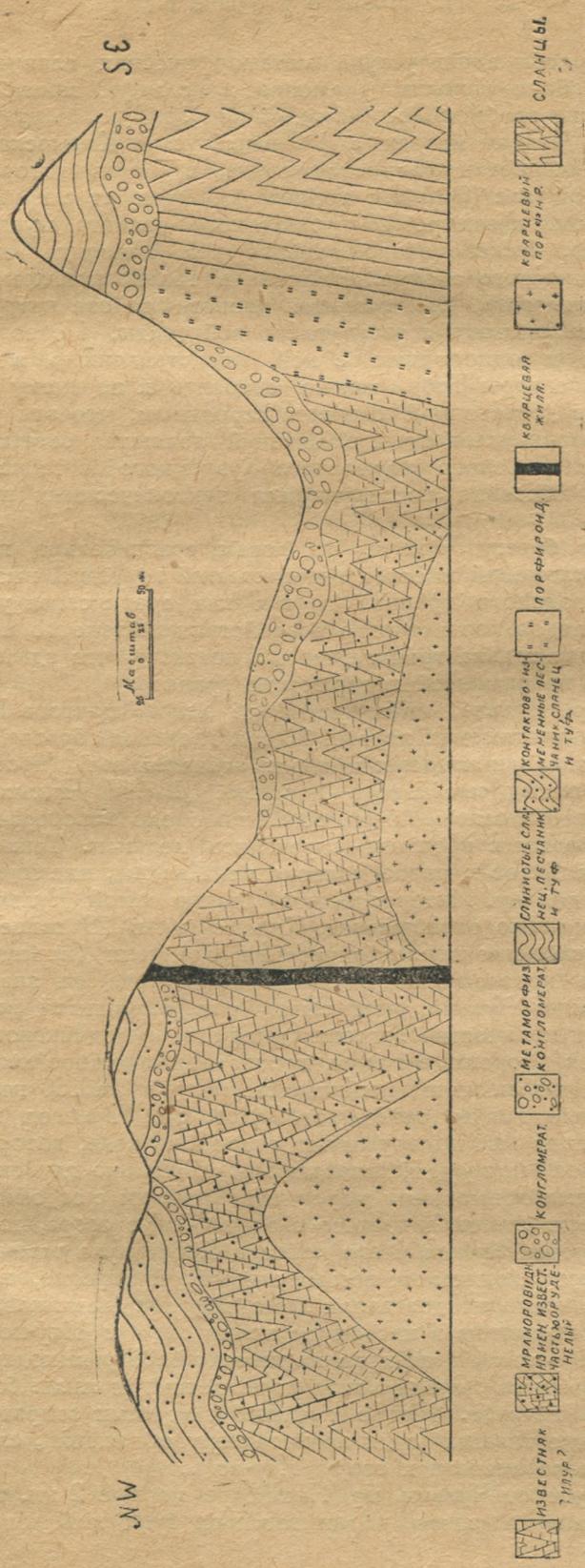


Рис. 2.

соседством с сбросом вдоль уступа метаморфических сланцев. В виду того, что этот сброс находит отражение в рельефе, можно полагать, что происхождение его молодое (четвертичное).

По берегам Чульчи метрах в 200 выше устья Камырсхалу-Сайгоныша представлена песчано-глинистая свита, в состав которой входят тонкие пропластки угля (0,20 м.), а также конгломерат с крупной галькой (до 10—15 см. диаметром) двуслюдяного гранита, мусковитового гранита, порфира, бескварцевого альбитофира, кварцита, кварцевого песчаника и кремнистого сланца. Наличие в гальке конгломерата гранита позволяет полагать, что граниты данного района интродировали значительно ранее отложения этой угленосной свиты. По возрасту эту свиту, также как и однородную с ней, представленную в верховьях Абакана на склоне горы Тебе, можно относить к верхнему палеозою. Представляется в достаточной степени вероятным, что эти уцелевшие от размыва островки угленосных отложений являются остатками краевых участков палеозойского угленосного Кузнецкого бассейна, отделенные от главного бассейна последующими тектоническими процессами и размывом.

По правому берегу Чульчи, по логам, сравнительно неподалеку от угленосных отложений имеется значительный коренной выход мелкозернистого двуслюдяного гранита и, так как среди слоев угленосной свиты никаких следов контактового воздействия не заметно, а наоборот, в состав ее входит галька гранита, можно полагать, что здесь угленосная свита лежит на размытой поверхности гранита.

Вверх по р. Чульче, выше устья ее левого притока Ниан-сара, представлены на протяжении первых 10 км. главным образом метаморфические сланцы, среди которых имеется значительный (прослеженный метров на 200) выход кварцевого порфира. Долина Чульчи завалена местами ледниковыми отложениями, особенно около некоторых боковых притоков, по которым в прошлом спускались ледники. Такая картина наблюдается у устья ее правого притока рч. Карлаш, имеющего глубокую и широкую долину. Интересно, что долина самой Чульчи против устья Карлаша заметно расширяется. Километрах в 25 выше Карлаша берега Чульчи сложены кристаллическими сланцами (инъцированные гнейсы), которые прослеживаются выше по Чульче на значительном расстоянии. Долина Чульчи, чем выше, тем становится все более и более широкой, и количество загромождающего ее ледникового материала увеличивается. Моренные гряды, прислоненные к коренным берегам, достигают почти их вершин, поднимаясь метров на 150 над уровнем долины. Моренные гряды разделяют далее рч. Теренгол и Чульчу, а мощный моренный вал подпруживает озеро Иту-коль, которое в нижней части, у самой подпруды, повидимому, довольно глубокое. Озеро окружено широкими и высокими моренными грядами с огромными валунами гранита, реке кристаллического сланца. Выше озера, долины впадающих в него речек Кумыя и его притока Карасулука также завалены моренными грядами, долины их весьма широкие и пологие, вогнутые — в прошлом несомненно представляли ложе мощных ледников, собиравшихся на участке занятом в настоящее время озером Иту-коль. Километрах в 3 выше устья Карасулука на правом берегу выходят гранито-гнейсы (мятые граниты), среди которых встречаются жилы более светлого щелочного гранита. Мятые граниты и местами сопровождающие их инъцированные гнейсы, судя по характеру обнажений, слагают все окрестные скалы поблизости к озеру Иту-коль.

При маршруте от Чульчи по Ниан-саре первые 2 км. тропа идет по широкой долине, а затем поднимается на поросший лесом хребет,

склоны которого покрыты ледниковым материалом. В русле Чульчи, а также в русле речки, впадающей в нее выше брода, имеются хорошо окатанные гальки красноцветной породы, очевидно, представленной где-то по соседству. Далее тропа идет по рч. Кичик-сару. Долина последней типично ледниковая с плоским дном, шириною километров до 1,5. Судя по преобладающему распространению валунного материала, вначале по Кичик-сару представлены метаморфические сланцы, а километрах в 4—5 выше устья, их сменяют габбро-диориты, представленные по обоим берегам. Рч. Кичик-сару вытекает из моренного озерка. Далее тропа поднимается на пологий перевал, представляющий широкое вогнутое седло относительно невысоко приподнятое над уровнем Ниан-сару. Очевидно мощный ледник в прошлом двигался в этом направлении, и весьма вероятно, что широкая заболоченная долина Сайгоныша по правую сторону Чульчи являлась продолжением пути этого ледника, направлявшегося в систему Абакана. Образование Телецкого озера, резко изменившего базис эрозии на западе, вызвало перехват этих древних, имевших ранее почти меридиональное направление, речных (и ледниковых) потоков.

В террасе правого берега р. Ниан-сару имеется коренной выход кварцево-хлоритовых сланцев, рассланцованных вертикально в простирании NW 320°. На левом берегу Ниан-сару, всего метрах в 50—60 от этого обнажения, представлены бордово-красные сланцы. В дальнейшем, на некотором протяжении по правому берегу, представлены метаморфические сланцы, а по левому—слои пестроцветной свиты, по составу весьма напоминающие каменноугольные (?) отложения на склоне г. Тебе в верховьи Эрината. Выше, на правом берегу, метаморфические сланцы сменяются заметно смятыми габбро-диоритами, повидимому составляющими продолжение выхода габбро-диоритов по правому берегу рч. Кичик-сару.

Далее, тропа приводит к озеру Сору-куль, довольно значительному, имеющему округленное очертание и изрезанные гранитные берега, поросшие лесом. От озера тропа разделяется на две, одна ведет в Урянхай, вторая к р. Шавле. К востоку от озера видны сравнительно невысокие горы,—граница Урянхая, в прошлом явившиеся центром сплошного ледникового покрова, распространенного в данном районе.

По долине Ниан-сару, выше озера, кое-где попадаются коренные выходы метаморфических сланцев или слоев пестроцветной свиты, долина становится все более и более широкой и заболачивается. Выше границы леса мы имеем уже типичный ландшафт высокогорной тундры с плоским рельефом и редкими валунами на заболоченной поверхности, покрытой мохом и поросшей полярной березкой. Края этой весьма широкой заболоченной долины невысокие (максимум 100—150 м.) пологие холмы. В западных холмах видны цирки, сложенные породами пестроцветной свиты. В пределах самой долины имеются низкие холмы, возможно представляющие остатки поддонной морены, а в одном месте имеется длинный узкий продольный вал (длиною метров 600), возможно представляющий оз.

Слабо выраженный подъем среди общего тундрового ландшафта приводит к водоразделу Чульчи и Шавлы (рч. Узун-кочка). Водораздел этот сложен метаморфическими сланцами северо-западного простирания. Все окружающее пространство представлено сглаженными холмами и широкими болотистыми долинками, разделенными неясными водоразделами; кое-где видны мелкие и более крупные озера плотинного типа. Только видимый вдали пограничный хребет значительно выше общего уровня, круче и скалистее. Весь характер местности с несомненностью говорит о бывшем здесь мощном сплошном ледниковом покрове.

Морфологическая однородность, повидимому, в известной степени совпадает с однородностью геологического строения. Коренные породы: видимые кое-где метаморфические сланцы и слои пестроцветной серии. При спуске к вершине Узун-карасу среди зеленых метаморфических сланцев выходят ржавые сланцы, очевидно, представляющие продукт изменения первых, возможно под влиянием гидротермального воздействия и последующего разложения привнесенных сульфидов. Заслуживающих внимания признаков оруденения при беглом осмотре не обнаружено.

Долина Узун-карасу в верховьи весьма широкая, заболоченная, заваленная ледниковым материалом, ниже несколько суживается и корытообразно врезается в метаморфические сланцы, которые у границы леса падают на NE под углом 20—50°. Сланцы эти местами обильно послойно инфицированы кварцем и, кроме того, их секут многочисленные кварцевые жилы. Сланцевая толща, как будто постепенно изменяющаяся в смысле усиления метаморфизма, прослеживается до озера Еры-коль. Последнее представляет значительное (до 5 км. длины при 1 км. ширины) моренно-плотинное озеро, окруженное сравнительно пологими горами, поросшими лиственницей.

Пространство между озером Еры-коль и озером Чейбек-коль сложено кристаллическими сланцами и гранитами. Далее на перевале к речке, текущей в Чулышман, представлен биотитовый гранит, в котором имеются кварцевые жилы до 20—30 см. мощностью. В гранитах великомерно выражена чешуйчатость и шаровое выветривание (высота перевала 2.660 м.). Граниты далее сменяются, а затем местами перемежаются с кристаллическими сланцами—(инфицированными гнейсами), падающими местами весьма полого, под углом 15—20°, по слоистости возможно параллельной очертаниям гранитного массива, покрытого этими сланцами. При спуске в долину Чулышмана в урочище Чедра представлены эпидото-хлоритово-кварцевые сланцы, стоящие на головах, имея широтное простиранье.

Те же сильно измененные метаморфические сланцы, повидимому носящие кроме дислокационного метаморфизма следы контактового воздействия, представлены и ниже по Чулышману. Здесь среди них развита мелкая складчатость (также отчасти говорящая о близости другой, более прочной, в частности интрузивной породы), и они падают под углом от 20° до 60° почти по всем направлениям. Местами они обильно пронизаны кварцевыми жилами; километрах в 12 ниже Чедры, на правом берегу Чулышмана, среди них встречаются жилы аплита, а несколько далее имеется довольно значительный выход порфиридовидного гранита с весьма крупными порфиристыми выделениями, заметно смятого, с следами скольжения. В контакте гранита со сланцами встречены тонкие (до 5 см.) жилки железного блеска и сидерита.

Долина Чулышмана в урочище Чедра весьма глубокая с очень крутыми, почти вертикальными, бортами и типичным U-образным профилем. Аналогично тому, как это имело место перед спуском по Катуйрык, здесь спуск начинается также внезапно, тропа долго идет по всхолмленному, сравнительно слабо рассеченному плато, а затем сразу же начинается длинный зигзаговидный спуск. Боковые речки на всем этом протяжении вниз до устья Чулышмана сильно отстали в выработке своих долин и срываются водопадами с высоты многих десятков, а зачастую и сотен метров. Все это отчетливо говорит о весьма молодом углублении долины Чулышмана. При сколь-нибудь значительной длительности этого процесса несомненно все боковые долины нижнего течения Чулышмана не оказались бы висячими. В действительности же только долины весьма значительных притоков Чулышмана—Башкауса и

Чульчи достигли уровня долины Чулышмана, но и те не успели еще достаточно разработать нижние крутопадающие части своих долин, и, поэтому, их низовья представляют непроходимые ущелья, между тем как среднее и верхнее течения—широкие хорошо разработанные долины.

Выше урочища Чодра по Чулышману представлены менее окварцованные, более обычные, зеленые метаморфические сланцы. В валунном материале р. Шавлы правого притока Чулышмана представлены метаморфические и кристаллические сланцы, граниты и изредка не крупные гальки пестроцветного песчаника и конгломерата, т.е. весь тот комплекс, который слагает пространство, пройденное маршрутом от Чульчи до ур. Чодра. Другие породы, например, типичные для Катуня кварциты и порфириды, в системе Шавлы, повидимому, не представлены.

От Шавлы до рч. Кулагаша по правому берегу Чулышмана преобладают граниты, реже попадаются инфицированные гнейсы, выше, до урочища Язлу, преобладают уже инфицированные гнейсы. Долина Чулышмана и его боковых притоков завалена ледниковым материалом, при чем нередко валуны до 10 куб. м. хорошо окатанного гранита и кристаллических сланцев. Ледниковые отложения поднимаются метров на 400 над уровнем современной долины Чулышмана. В урочище Язлу представлены обычные метаморфические сланцы, в непосредственной близости от которых начинается довольно значительный выход розового, среднезернистого, заметно мятого гранита. Никакой промежуточной зоны кристаллических сланцев или хотя бы усиления метаморфизма с приносом кварца и образованием эпидота в соседних метаморфических сланцах не замечено.

У левого притока Чулышмана, рч. Еланду, граниты сменяются метаморфическими сланцами. На правом берегу Чулышмана четвертичные отложения имеют здесь следующий разрез: снизу от уровня реки до высоты метров 20 галечник с галькой, дающей вертикальные обрывы и в благоприятных случаях земляные пирамиды, а над ним лежит слоистая глина и суглинок.

Метаморфические сланцы рассланцованы вертикально в северо-западном простирании, различные разновидности метаморфических сланцев слагают далее долину Чулышмана до рч. Каил-агаш, протекающей по широкой долине, вероятно древнему руслу Чулышмана, долина которого в этом месте делает резкий изгиб, огибая островок, отделяющий Каил-агаш от Чулышмана. В долине Каил-агаш выходят ороговикованные метаморфические сланцы, а далее их сменяет роговообманковый порфиристый грано-диорит. В верховьях Каил-агаша на перевале в современную долину Чулышмана (высота перевала 1.900 м.) сглаженные ледником скалы сложены габбро-диоритом.

Граниты и метаморфические сланцы с различными вариациями, под влиянием контактового изменения, прослеживаются и выше по долине Чулышмана. Коренные берега, по мере движения вверх по реке, постепенно снижаются, и сама долина расширяется. Висячих долин здесь уже совершенно не имеется, не смотря на то, что некоторые боковые притоки весьма ничтожны по своим размерам. Ниже рч. Муштю-айры в скалах правого берега имеются ясные зарубки—террасы, может быть, заплечики трога. Выше рч. Муштю-айры долина Чулышмана расширяется километров до 2-х, и окружающие горы становятся относительно ниже и положе. Выше устья Карасу долина Чулышмана сплошь завалена мощными моренными отложениями, которые она еще не успела промыть до дна, а потому на этом участке она сужена, и Чулышман, несколько успокоившийся перед этим, здесь вновь представляет бурный пенящийся поток.

Выше долина Чулышмана становится очень широкой, горы отходят и снижаются, следы бывшего оледенения всюду выражены в высшей степени ярко. В долине выходят граниты и измененные контактовым воздействием метаморфические сланцы. Недалеко от устья Узун-оэка плоскостные биотитово-кварцевые сланцы, падающие на NW 325° под углом $45-50^\circ$, секутся перпендикулярно их простиранию жилами мусковитового пегматита с турмалином, здесь же рядом встречаются и почти чисто кварцевые жилы (с примесью мусковита).

Долина Узун-оэка, правого притока в верховьях Чулышмана, весьма широкая, заболоченная, водораздел с Чулышманом в виде невысокой гряды, возможно сложенной моренным материалом.

Выше рч. Узун-оэк по долине Чулышмана, вблизи тропы, коренных обнажений нет. Широкая общая долина от хр. Шапшал до гор левобережья Чулышмана завалена моренным материалом, образовавшим несколько довольно высоких хребтиков, служащих водоразделами между Чулышманом и его правыми притоками. Между гребней в долинах рек множество мелких озерков. Состав валунов,—почти исключительно гранит с весьма крупными полевыми шпатами; мелкозернистый гранит и сланец редки, и лишь в виде мелких валунов. Скалы гранита слагают отроги хребта Шапшал между рч. Тепши-оэк и Туту-оэк. Метаморфические сланцы косо пересекают хр. Шапшал в направлении, примерно, NE 70° , распространяясь далее в долину Чулышмана, где они скрыты мощным покровом моренных отложений. Хребет Шапшал имеет типичный альпийский вид с острыми пиками и гребнями и с глубокими ущельями и карами по склонам.

К югу от хр. Шапшал расположено озеро Джюлю-коль, из которого вытекает Чулышман. Правый берег озера Джюлю-коль, шириною не менее 1 км., весьма пологий с массой мелких озерков. Ближе к подножию хр. Шапшала котловина с озером Джюлю-коль окаймлена грядами боковых морен на всем протяжении хребта. Валуны в моренных грядах—почти исключительно порфирированный гранит. Восточнее озера Джюлю-коля располагается моренный холм, по склонам которого имеется среди отдельных гряд множество мелких озер. Гребень этого моренного холма служит государственной границей; с него стекает небольшой ручей, впадающий в Джюлю-коль, и по существу являющийся вершиной Чулышмана.

Хребет Шапшал непосредственно исследован не был. Судя по его внешнему виду, он сложен метаморфическими сланцами, гранитами и инфицированными гнейсами. В восточном конце хребта, близ государственной границы, издали видны две ярких полосы, бордовая и ржавая; эти полосы, также как и метаморфические сланцы, косо проходят через хребет. Специальное обследование ярко окрашенных полос позволило установить здесь наличие медного месторождения, которое описано в специальном очерке, а потому здесь подробное описание не приводится (Нехорошев 26, стр. 692). Геологическое строение этого участка хр. Шапшала вкратце может быть охарактеризовано таким образом: в восточном конце хребта Шапшала кристаллические сланцы (инфицированные гнейсы), местами с включениями железного блеска, резко сменяются фиолетово-красными песчано-глинистыми сланцами. Контакт между ними и кристаллическими сланцами близок к вертикальному, имея простирание ENE $70-90^\circ$. Контакт этот несомненно тектонический, здесь мы имеем сброс, приведший в соприкосновение две разнородные породы. В современном рельефе этот сброс ни чем не выражен, и контакт диагонально пересекает хребет. Фиолетово-красные сланцы метров через 150 сменяются известковистыми хлоритизированными сланцами интен-

представляет сложный зигзаг; она отнюдь не идет по сложному горному хребту, а ее изломанность объясняется тем, что водоразделом в данном случае служат ледниковые холмы, правильности в распределении которых не наблюдается.

За оз. М. Кендекты-куль тропа пересекает острый входящий угол государственной границы, проходя некоторый участок за границей. После вторичного пересечения границы тропа приближается к скалистым выходам, сложенным кристаллическими биотито-хлоритово-кварцевыми сланцами, падающими на восток (100°) под углом 55° . Далее сланцевая толща, менее измененная контактовым метаморфизмом и представленная наиболее распространенными на Алтае хлоритово-глинистыми сланцами, прослеживается до рч. Богояша. Элементы залегания ее большим постоянством не отличаются. Долина рч. Богояш, имея ширину километра 2,5 представляет бесспорное дно древнего ледника. В верху Богояша метаморфические сланцы вновь становятся более измененными, переходят в слюдяные сланцы, падающие прямо на север под углом 75° , а затем последние сменяет вызвавший их изменение гранит с крупными выделениями розового полевого шпата, дающий местами в кристаллических сланцах весьма тонкие апофизы. В граните видны следы смятия в виде зеркал скольжения с появлением по плоскостям скольжения кристаллов железного блеска. Богояш вытекает из плотинного озера, длиною метров 1.200 при ширине метров 400. Оригинальным является то обстоятельство, что Богояш вытекает не со стороны „плотины“, а с противоположной стороны. Наклон ложа ледника в прошлом, очевидно, был столь мал, что когда после стаивания ледника морена перегородила долину, то после заполнения водой образовавшейся котловины, избытку воды было легче потечь в сторону обратную движению ледника, чем вытечь вперед через „плотину“.

„Плотина“ эта служит водоразделом Чулышмана и Башкауса, так как по другую сторону „плотины“ ключи текут уже в приток Башкауса, Калбакаю. Долина этой последней, также весьма широкая, является естественным продолжением долины Богояша, и не может быть никаких сомнений в том, что в прошлом это была одна ледниковая долина, по которой ледник, двигавшийся с востока, попадал далее в долину Башкауса.

Западнее морены подпрудившей озеро, из которого вытекает Богояш, в долине Калбакаи в скалах весьма отчетливо выражен трог шириною до 1 км., обрывы которого сложены кристаллическими сланцами, залегающими вертикально, имея северо-западное простирание.

Как сама Калбакай, так и ее правые притоки текут по широким долинам, прежним путям боковых ледников, спускавшихся с хребта, служащего водоразделом системы Чулышмана и Башкауса, и вливавшихся в один мощный ледниковый поток.

Водораздел между Калбакаей и текущим южнее почти параллельно Калбакае Башкаутом (вершиной) сложен зелеными метаморфическими сланцами. Водораздел довольно высоко приподнят над глубоко врезанным трогом Калбакаи, но вершина его оглаженная, и коренные породы на ней скрыты под ледниковыми отложениями. Очевидно, в верховьях этих рек имело место сплошное оледенение и только позднее, при уменьшении мощности ледникового покрова, сплошной покров сменился долинными ледниками.

Долина Башкауса в верховьи также представляет типичный трог; ширина ее около 1,5 км., дно плоское, коренные берега крутые, скалистые, все боковые ручьи, впадающие здесь в Башкаус, также текут по троговым долинам. Самое верховье Башкауса сложено кристаллическими сланцами, среди которых кое-где имеются выходы гранита.

Метров через 200 далее, метаморфические сланцы сменяются выходом диорита, заметно рассланцованного вертикально в широтном простирании. Метров через 200 ниже, по рч. Кокури, они сменяются более светлыми диорит-порфиритами, выход которых прослеживается на расстоянии около 1.200 м., а ниже их сменяют туфы, превращенные в зеленые узловатые метаморфические сланцы, падающие на S под углом 45° . Местами в этих рассланцованных туфах встречаются серо-фиолетовые рассланцованные прослойки, частью даже пльчатые, но они сравнительно редки. Ниже по речке, на протяжении километров 2, угол падения сланцеватости то возрастает до 90° , то вновь убывает до 45° , но простирание с отклонениями, не выходящими из пределов $10-15^\circ$, сохраняется более или менее постоянно, и слои (по сланцеватости) все время падают на юг. Далее, в сланцах замечен резкий перегиб и они, сохраняя прежнее простирание, падают на север под углом 45° . В метаморфических сланцах нередко кварцевые жилы. Ниже, на протяжении метров 200, все скрыто под наносами. Далее обнажены зеленые рассланцованные туфы, сменяющиеся серыми туфогенными конгломерат-песчаниками, а последние—более прочной известковистой породой. Залегание туфов здесь неясное. Исходным материалом для образования метаморфических сланцев в данном случае, повидимому, явились туфы, которые превращены в сланцы, возможно вследствие того, что попали в зону интенсивного нарушения.

Ниже фиолетовые туфогенные сланцы сменяются бордовыми глинистыми песчаниками с серо-зелеными прослойками, они рассланцованы вертикально в широтном простирании, но кроме того в них видно интенсивное смятие и мелкие сбросы и сдвиги. Метров на 250 ниже начала фиолетовых сланцев имеется прослой серого сланца с игольчатой отдельностью, за которым далее вновь прослеживаются красные сланцы; залегают они почти вертикально, весьма круто падая на NE 40° . В тонких известковистых прослойках в толще этих сланцев встречаются пленки малахита.

Далее известковистые прослойки начинают встречаться чаще и метрах в 350 от первого прослойка, среди песчано-глинистых сланцев, встречены известняки с мшанками: *Reteporida adnatiformis* Nekh, *Semicoscinium altschedaticum* Nekh. Залегание вертикальное при почти широтном простирании. Выход известняка здесь небольшой и контакт его с сланцами, повидимому, тектонический (известняк как бы вмят в сланцы).

Метрах в 60 ниже первого выхода известняков с фаунистическими остатками, в сланцах имеется полоска известняка, интенсивно перебитого трещинами, выполненными кальцитом. В этой полоске видны многочисленные разрезы брахиопод. Мощностью ее 6—7 м., залегание вертикальное, при простирании NW 300° . Далее их сменяют зеленоватые известковистые песчаники с редкими отпечатками брахиопод, ближе не определенных. Ниже представлены оливково-серые глинистые сланцы, имеющие простирание SW 235° , падая под углом $75-80^\circ$ на NW. Метров 200—250 ниже по речке, в тех же сланцах великолепно выражены волноприбойные знаки. Падают они здесь также на NW 330° под углом 75° . Далее, на протяжении метров 250 вниз по речке, обнажений нет, но в высыпках представлены те же сланцы. Затем их сменяют гребешки зеленоватосерых известковистых песчаников, стоящих вертикально, имея западное простирание (260°). В сланцах рядом с ними, в осыпи встречаются мелкие брахиоподы *Anathyris Helmerseni* Buch, *Chonetes setigera* Hall, *Stropheodonta* aff. *conca* Hall¹).

¹ Брахиоподы определены Д. В. Наливкиным.

Метров через 50 ниже, по речке, выходит гребешок сильно выветрелого глинистого известняка, переполненного мелкими брахиоподами: *Anathyris Helmerseni* Buch, *Stropheodonta concava* Hall, *Productus* aff. *Murchisonianus* de Kon., *Retzia Lopatini* Stuck., *Spirifer* aff. *tenticulum* Vern., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth. ¹⁾ и отпечатки *Fenestella*, *Hemitrypa*, *Batostomella*. Видимая мощность этого известняка с фауной около 1 м., простирание SW 240°, а метров через 20 от него выходит гребешок серых сланцеватых известковистых песчаников, падающих на NW 310° под углом 50°. Далее на протяжении метров 60 вкrest простирания обнажений нет. В овраге, по которому идет тропа в Кош-агац, представлены зеленовато-серые и серые глинистые и песчано-глинистые сланцы, часто мергелистые, выветривающиеся в мелкую дресву, но иногда более прочные, выпрепарированные в виде ложных даек по южному склону оврага, высотой местами свыше 2 м. Простирание их SW 240—250°; кое где на стенках великолепно видны волноприбойные знаки.

Близ устья оврага, к югу от него, выходит гребень глинистого известняка, мощностью метра 1,5, содержащий фауну: *Atrypa spinosa* Hall, *Anathyris Helmerseni* Buch, *Stropheodonta* aff. *concava* Hall ¹⁾. Этот пласт известняка прослеживается по простиранию метров на 50, а далее на продолжении обоих концов оборван и смещен к югу метра на 4—5. Далее за ним выходят светложелтые сланцы, мощностью метра 1,5, переполненные *Alveolites*, кроме которых встречены брахиоподы ¹⁾:

Spirifer aff. *tenticulum* Vern.

Stropheodonta sp.

Spirifer ex gr. *Verneuili* Murch. По соседнему овражку видно, что сланцы имеют различную окраску: желтые, белые, красноватые, причем местами пересечены жилками бурого железняка. Повидимому, в близости имеется еще не вскрытая небольшая интрузия, которая вызвала оруденение и изменение окраски сланцев, и, возможно, вследствие ее наличия произошел более поздний разрыв и смещение соседнего пласта известняка. Пласты известняка вообще, повидимому, имеют линзовидное строение, так как замечено, что по простиранию пласты сначала утоняются, а затем и совершенно выклиниваются.

Далее, на расстоянии метров 75 вкrest простирания, представлены зеленовато-серые сланцы, а затем встречен пласт серого известняка мощностью метра 3—4, в котором собраны мелкие брахиоподы ¹⁾.

Anathyris Helmerseni Buch.

Spirifer aff. *tenticulum* Vern.

Spirifer mucronatus Conrad.

Productus subaculeatus Murch.

Cyrtina hamiltonensis Hall

Athyris spiriferoides Eaton

Retzia Lopatini Stuck.

Rhynchonella sp. и мшанки *Semicoscinium kysilschincicum* Nekh., а затем идет песчано-глинисто-мергелистая толща; в начале преобладают песчаники (известковистые и глинистые), а далее мергеля и глинистые сланцы. Слои стоят вертикально или очень круто (75—80°), падают на SE, имея простирание SW от 230° до 260°.

Метров через 150 (вкrest простирания) в сланцах на протяжении метров 60—70 встречаются тонкие (5—15 см.) известковистые прослойки, содержащие мелких брахиопод ¹⁾:

¹⁾ Брахиоподы определены Д. В. Наливкиным.

Atrypa spinosa Hall
Retzia aff. *Lopatini* Stuck.
Spirifer aff. *tenticulum* Vern.
Cyrtina hamiltonensis Hall

Anathyris Helmerseni Buch и мшанок *Trepostomata*, а еще далее тонкие (1—3 см.) прослойки с *Stropheodonta* sp. Затем, на протяжении метров 200, в обрыве правого берега обнажаются серые пластинчатые сланцы, имеющие западное простирание (260°) и падающие на S под углом $70-75^\circ$. Плитчатая рассланцованность сланцев, несогласная с истинным залеганием, имеет падение на запад под углом $40-50^\circ$.

В середине этого выхода сланцев ближе к южному концу имеется прослой оливково-зеленого глинистого сланца мощностью 0,40 м., переполненного брахиоподами ¹⁾:

Atrypa ex gr. *reticularis* L.
Anathyris Helmerseni Buch
Dalmanella aff. *tioga* Hall
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Productus subaculeatus Murch.
Productus sp.
Retzia Lopatini Stuck
Spirifer conf. *mesostriialis* Hall
Spirifer mucronatus Conrad

Spirifer ex gr. *Verneuili* Murch., мелкими кораллами *Rugosa*, мшанками *Hemitrypa bugusunica* Nekh., *Hemitrypa cylindrica* Nekh. и энкринитами. Метров через 45, вдоль обрыва, встречен еще тонкий прослой с фауной, сходной с предыдущей, но плохой сохранности. Затем, на протяжении метров 300 вкост простирания, в обрыве представлен темносерый, местами зеленоватый глинистый сланец, дающий игольчатую щебенку, сланцы эти весьма круто ($70-85^\circ$) падают на SE. В них встречаются многочисленные конкреции серого известняка. Далее имеется прослой плотных зеленых известковистых сланцев мощностью метра 4, а затем идут бордовые мергелистые сланцы. Мощность их приблизительно метров 200, при чем в них встречаются тонкие голубовато-серые известковистые прослой. Залегание сохраняется то же, что было и раньше, с той лишь разницей, что кверху разреза бордовые сланцы становятся вертикальными.

Далее рч. Кокури-Бугусун ущельем, известным под именем Кзылшин, прорезает южный отрог Курайского хребта. За бордовыми сланцами идет полоса немых известняков мощностью метра 4, а далее светло-зеленые сланцы и затем темные, красно-бурые песчаники, залегающие вертикально, имея простирание, близкое к широтному ($SW 250^\circ$). В них, метров через 40 от низа, имеется пласт туфа мощностью 1 м., а далее идут те же песчаники. Метров через 50 далее имеется второй прослой туфа (0,70 м.), в лежащем боку которого имеется оруденелая полоса (мощностью 0,30 м.), в которой имеются включения борнита и пленки малахита. За этой полоской далее идут те же сливные красно-бурые песчаники, падающие на NW под углом 70° , простирание сохраняется тоже $SW 250^\circ$. Метров через 30 далее песчаники прорезаны выходом диабазы мощностью 20 м. Метров через 30 далее в песчаники вновь внедряется трубчатая жила диабазы диаметром до 5 м., секущая и одновременно несколько раздвигающая слои. Возможно, что вышеотмеченное оруденение связано с этими диабазами.

¹⁾ Брахиоподы определены Д. В. Наливкиным.

Далее красно-бурые песчаники переходят в более яркие, красные глинисто-мергелистые сланцы. Суммарная мощность красных песчаников и сланцев метров до 150, а ниже их сменяют ржаво-серые песчаники. Простираение здесь меридиальное, слои стоят вертикально или весьма круто падают на запад. Мощность этих песчаников метров 20, а за ними выходят вертикальные гребни известняков, имеющих простираение SSW 195°. Известняки переслаиваются с известковистыми песчаниками, имея суммарную мощность метров около 50. Они содержат разнообразную фауну брахиопод¹⁾ и мшанок:

Spirifer medialis Hall

Spirifer macrothyris Hall

Productus Nekhoroshevi Nal.

Retzia Lopatini Stuck.

Semicoscinium cf. *altaicum* Nekh.

Reteporina aff. *rombiferum* Hall

Hemitrypa cf. *devonica* Nekh.

Далее простираение известняков изменяется и они довольно долго прослеживаются вниз по ущелью Кызыл-шин, чередуясь с соседними слоями зеленоватых глинистых сланцев. Простираение их на этом участке изменяется от северо-западного до меридионального, углы падения изменяются от вертикальных до 70° в сторону востока или северо-востока.

После крутого поворота ущелья, где на повороте выходит высокая скала известняков, последние сменяются подстилающими их бордовыми песчаниками, стоящими вертикально, имея простираение NW 335°.

Бордовая полоса прослеживается вниз по ущелью на протяжении не менее 1 км., имея при вертикальном падении западное простираение. Здесь, очевидно, имеют место мелкие местные сбросы и перегибы, местами отчетливо видимые непосредственно в обнажениях. Среди красных (бордовых) песчаников и сланцев видна полоса туфа, аналогичная вышеуказанным, имеющая здесь мощность метра 4.

Таким образом, на данном участке известняки и известковистые песчаники слагают ядро брахиантиклинала, с длинной осью, вытянутой в меридиальном направлении и короткой осью, опрокинутой на SE. Эта брахиантиклиналь осложнена сдвигами и сбросами, как это отчетливо видно на левом берегу Кызыл-шина, где мы имеем следующее строение (рис. 3).

Ниже по ущелью углы падения становятся все более и более пологими, бордовые песчаники и сланцы, полого падая под видимым углом 10–15°, делают несколько изгибов, падая то на NE, то на NW. Здесь среди бордовых песчаников и сланцев имеется мощная полоса желтых песчаников (до 30 м. максимальной мощности), которая налегает на эффузивный покров (мелафиры и их туфы), представляющий очевидно одно целое с тем тонким прослоем туфа, который имеется в толще бордовых песчаников в верховьях ущелья Кызыл-шина. По мере движения к югу (к низу ущелья Кызыл-шина) увеличивается мощность и желтого песчаника и подстилающего его эффузивного покрова, при чем последний достигает максимальной мощности около 20 м. перед концом ущелья и выходит Бугусуна на равнину, где эффузивы в виде пестро окрашенных, красных, зелено-голубых и розовых разностей обнажаются на протяжении километров 2, полого падая на NNE.

По окраине Чуйской степи и уступа отрогов Курайского хребта, на мысу хребтика западнее выхода Бугусуна из гор, в скалистых обрывах обнажаются светложелтые, отчасти известковистые сланцеватые

¹⁾ Брахиоподы определены Д. В. Наливкиным.

песчаники, падающие на SW 232° под углом 23°. Мощность их метров 10 и они подстилаются бордовыми мергелями такой же мощности, а еще далее представлены зеленые и желтые мергеля и песчано-глинистые сланцы. Общая мощность всей этой пачки метров 50, фауны в них не обнаружено.

Далее (к востоку вдоль мыса), представлены светлые песчаные сланцы мощностью метров 45—50, среди которых имеются более прочные, поэтому выпрепарированные в виде даек полосы кальцитизации, стоящие почти вертикально, имея северо-западное простирание. Возможно, что с этими кальцитовыми „жилами“ связано наличие тонких жилок малахита, встреченных в осыпи.

Светлые песчаники далее сменяются сланцами, имеющими тонкий прослой с пелециподами, ниже которого имеется прослой с брахиоподами. Метров через 20 ниже (по мощности) выходит полуметровый пласт известняка с энкринитами и гальками, содержащий окаменелости. Он падает на W 270° под углом 25° и это падение сохраняется и далее в подстилающих его мергелистых известняках, богатых фауной, в которых собраны ¹⁾:

- Anathyris Helmerseni* Buch
- Athyris* sp.
- Atrypa spinosa* Hall
- Atrypa* n. sp.
- Dalmanella* aff. *tioga* Hall
- Hypothyris venustula* Hall
- Leptaena rhomboidalis* Wilck.
- Meristella doris* Hall
- Orthotetes* ex gr. *umbraculum* Schloth.
- Pentamerus altaicus* Nal.
- Productus arctirostatus* Hall.
- Productus Nekhoroschewi* Nal.
- Productus subaculeatus* Murch.
- Schizophoria impressa* Hall
- Spirifer macrothyris* Hall
- Spirifer medialis* Hall
- Reteporina carinostriata* Nekh.
- Reteporina*(?) *nodata* Nekh.
- Semicoscincium bugusunicum* Nekh.
- Semicoscincium altaicum* Nekh.
- Isotrypa tuberculata* Nekh.
- Hemitrypa devonica* var. *granulosa* Nekh.
- Goniocladia antiqua* Nekh.
- Lioclema*.
- Fistulipora. Monotrypella*.

Фауна собрана главным образом в осыпях под обнажением этих слоев известняков и известковистых песчаников, вдоль обрыва по простиранию на протяжении около 0,5 км. Далее к востоку, ближе к устью ущелья Кзыл-шин, залегание изменяется, и в обрыве, на высоте метров 25, известковый конгломерат с фауной и энкринитами падает на NE 40° под углом 45°. В осыпи в конгломерате найден *Favosites* ex gr. *Forbesi*. Далее на конгломераты налегают желтые мергелистые сланцы, фауна которых аналогична фауне слоев, подстилающих известняков. Падение этих сланцев более пологое (15°), в том же NE направлении. Очевидно,

¹⁾ Брахиоподы определены Д. В. Наливкиным.

Разрез по р. Бугусун-Кзыл-Шин

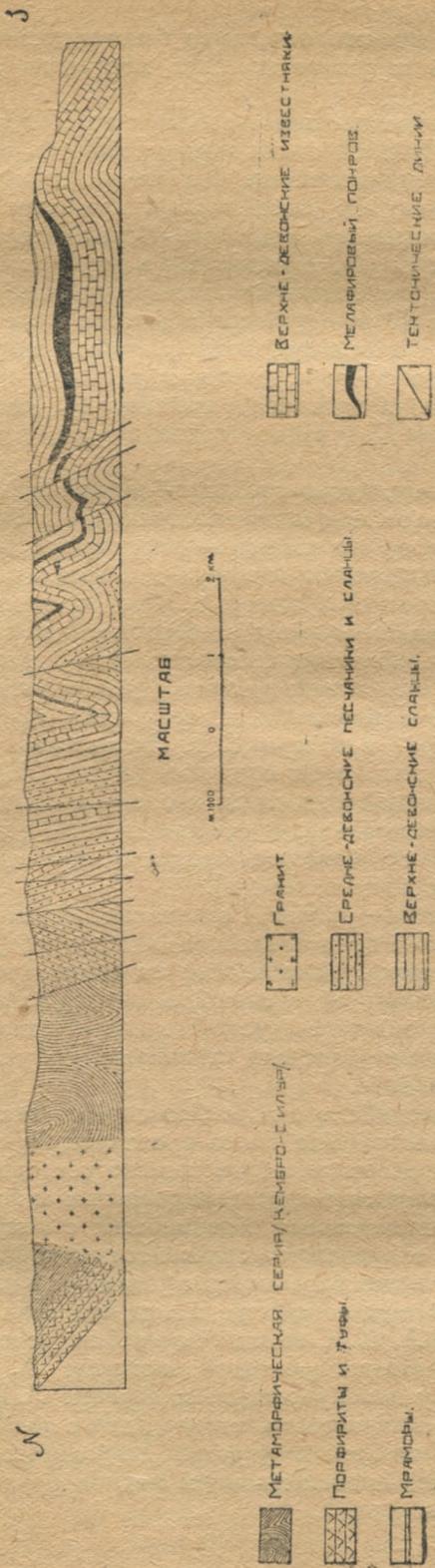


Рис. 3.

что и здесь, также как это отчетливо было видно по ущелью Кзыл-шин, общая складчатость нарушена мелкими местными разрывами и смещениями.

Анализируя вышеописанные разрезы по Кукуре, Кзыл-шину и наконец по окраине Чуйской степи можно отметить следующее: здесь мы имеем прибрежные мелководные отложения, при чем береговая линия была поблизости, так как даже в фаунистически охарактеризованных слоях известняков имеются конгломератовые прослои с гальками различных кремнистых пород, к которым на дне береговой зоны прирастали мшанки и кораллы, как это видно по имеющимся образцам галек с обросшими их мшанками. К северу бассейн быстро мелел и, если по окраине Чуйской степи мы имеем известковистые слои мощностью в несколько десятков метров, то по мере движения к северу известняки утоняются и где-то сравнительно недалеко, повидимому, совсем выклиниваются. Аналогичное явление, случайно совпадающее, имеет место и с эффузивным покровом.

Понятно поэтому, что в этой прибрежной зоне литология только в грубых чертах более или менее постоянна, в деталях же на расстоянии нескольких километров мы имеем значительные расхождения, как это видно на примере эффузивов и туфов, на известняках и на отдельных ярко окрашенных прослоях, которые, быстро возрастая по мощности в одном направлении (в сторону от береговой линии), утоняются и даже совершенно выклиниваются в противоположном направлении.

Возраст этих отложений, как это удается установить на основании мшанковой фауны и вполне подтверждается брахиоподовой фауной, определением которой я обязан Д. В. Наливкину, может быть принят как низы верхнего или верхи среднего девона. Условно, наиболее низкие горизонты с фауной относятся к среднему девону, а главная масса фаунистически охарактеризованных известняков — к низам верхнего девона; мшанки обнаруживают большое сходство с американскими из слоев Гамильтон (верхи среднего девона).

Тектоника этого района, отчетливо выявляющаяся благодаря хорошим обнажениям, представляется в виде покровной складчатости девонских слоев, лежащих несогласно на более древнем основачии. По мере движения к северу интенсивность смятия возрастает, и, кроме того, в пределах данных отложений устанавливаются многочисленные мелкие разрывы и перемещения, частью связанные со складчатостью, частью возможно более поздние.

Во время варисийского горообразования эта толща прибрежных и мелководных осадков была смята в складки, при чем на севере очевидно имели место разрывы, образовавшие тектоническую зону, по которой интенсивно перемятые, расланцованные и поставленные на голову девонские слои соприкасаются тектонически с кембро-силуром. По удалении от этой зоны складчатость становится спокойнее и постепенно затухает. Близость береговой зоны помимо указанного изменения литологического состава подтверждается еще и тем, что недалеко к северо-востоку от данного района Л. И. Семихатовой встречены континентальные отложения с отпечатками растений, которые А. Н. Криштофович относит к верхнему девону (личное сообщение Л. И. Семихатовой).

С моментом складчатости, вернее даже с последующими разломами, связано внедрение на данном участке диабазовых жил, которым очевидно обязано своим происхождением медное оруденение, отмечавшееся еще Чихачевым.

От Кош-агача через Курайский хребет и по рекам Башкаусу, Квадру и Чибиту.

Вокруг Кош-агача расстилается степь, преимущественно покрытая галечником и поросшая жидкой низкой травой. Местами имеются бугры, сложенные лёссовидными суглинками. На этом степном пространстве, особенно к западу от Кош-агача, разбросано множество мелких озерков, частью пресных, частью солоноватоводных, иногда глауберовых, судя по указаниям на слабительное действие их воды, при соленом вкусе.

На севере Чуйскую степь, в центре которой расположен Кош-агач, ограничивает Курейский хребет. К подножию этого хребта прислонена мощная моренная толща, мощность которой не менее 200 м. На некотором удалении от подножия гор из-под моренных отложений обнажаются третичные отложения. Уровень последних здесь превышает уровень степи у Кош-агача метров на 300. Моренная толща сложена грубо-обломочным материалом, частью окатанным, с глинистым цементом. На вершинках моренных холмов подножия Курайского хребта представлена мелкая угловатая сланцевая щебенка и мелкий галечник, совершенно такие же, как и на поверхности Чуйской степи. Свойством сланцев давать только мелкую щебенку, а не крупные валуны, вероятно и объясняется то обстоятельство, что ни на поверхности Чуйской степи, ни даже здесь у подножия Курайского хребта, среди бесспорных ледниковых отложений, мы не имеем крупных эрратических валунов. Крупные моренные гряды-валы, типично выраженные у Джюлю-коля, здесь также совершенно не представлены.

Ширина пояса моренных отложений у подножия Курайского хребта около 2 км. Выше, в скалах Курайского хребта выходят черные глинисто-кремнистые, местами более известковистые сланцы (силурийские?), падающие на NE под углом 45—60°. Органических остатков в этих сланцах при беглом маршрутном наблюдении обнаружить не удалось; мощность их значительная, измеряется многими десятками, возможно даже сотнями метров.

Ниже полосы моренных отложений, на пологом склоне степи обнажаются угленосные отложения, находка в которых отпечатков листьев широколиственных растений и плодов *Trapa borealis*, позволяет приписывать этим отложениям третичный возраст. Угленосные отложения представлены глинистыми сланцами с прослоями бурого угля. Более полный разрез этих отложений был уже опубликован (Нехорошев, 26, стр. 57—59). У подножия моренных отложений они интенсивно смяты в складки, при чем смятие, по удалении от Курайского хребта к югу, к середине степи ослабевает, но полностью не затухает. Тектонический разрез этого участка был также в свое время опубликован (Нехорошев, 23, стр. 7—8), но эта заметка вызвала сомнение в тектоническом характере складчатости третичных отложений Алтая (43, стр. 15). Позднейшие наблюдения нарушений горизонтального залегания аналогичных третичных отложений полностью подтверждают правильность тектонического понимания этих нарушений (29). Без тектоники совершенно непонятно, если смятие объяснять другими причинами, почему у подножия Курайского хребта третичные отложения лежат метров на 300 выше, чем километрах в 6 к югу от этого места, в центральной части Чуйской степи.

По имеющимся сведениям угленосные третичные отложения распространены далее к западу вдоль подножия Курайского хребта до рч. Тытыгема, и кроме того, на некотором расстоянии они прослеживаются и к востоку от меридиана Кош-агача. Как уже было мною отмечено

в указанной выше опубликованной статье, кош-агачские бурые угли, в виду отсутствия поблизости других источников топлива, заслуживают в этом отношении внимания и подают известные надежды.

Моренные холмы не образуют сплошного пояса около подножия Курайского хребта, а представлены в виде более или менее изолированных гряд. Местами они полностью отсутствуют, и подножие гор непосредственно переходит в плавный скат Чуйской степи. По впечатлению со стороны Чуйской степи, южный склон Курайского хребта сложен ярко окрашенными породами бордовой, почти белой, серой и желтой окраски, протягивающимися в виде полос несколько диагонально по отношению к оси Курайского хребта, по всей вероятности это девонские отложения, составляющие продолжение таковых у Кызыл-шина (на Бугусуне).

Третичные отложения несомненно имеются и выше, под ледниковыми отложениями. Косвенным указанием на это служит то обстоятельство, что на моренных отложениях имеются выцветы соли, а в одном из озерков, расположенных на вершине моренной гряды западнее долины рч. Тобожок, берега покрыты налетами соли, а соленая вода озера обладает слабительным свойством, указывая на наличие глауберовой соли. Соли, в том числе и глауберовая, аналогично тому, как это имеет место в Южном Алтае, скорее всего, могли получиться за счет выщелачивания соленосных глин низов третичных отложений. Последние, правда, при маршруте в Чуйской степи нигде пересечены не были, но других источников соленосности поблизости также не имеется.

На рч. Тобожок, там, где она выходит из гор на степь, на ее правом берегу, к коренным породам, представленным темносерыми известковистыми филлитизированными сланцами (силур?), прислонен высокий моренный холм, а под ним над рекой имеются две низких террасы (метра по два). Километром выше вверх по речке, в берегах представлены все те же серые филлитизированные сланцы; залегание их здесь несколько иное, они падают на NE 30° под углом 45°. Километрах в 2,5 далее, где имеется на правом берегу ущелье на повороте речки, повидимому те же по возрасту сланцы филлитизированы значительно сильнее. Они рассланцованы, как это видно по полосчатости, несогласно с слоистостью, под острым углом к ней и падают по сланцеватости на N под углом 70°. Их прорывает здесь жила сильно смятого и тоже рассланцованного диабаз.

Ближе к перевалу между рч. Тобожок и М. Кокури серые филлитизированные (силурийские?) сланцы сменяются метаморфическими кварцево-хлоритовыми сланцами. Простираение метаморфических сланцев широтное при крутом падении на S. На самом перевале в толще метаморфических сланцев имеется жила кварцевого порфира мощностью метра два.

Долина М. Кокури широкая, заболоченная, на ней множество гранитных эрратических валунов. Верховье этой речки сложено зелеными метаморфическими сланцами, а километрах в 3 ниже имеются выходы гранита, которые вдоль правого берега прослеживаются на протяжении километров 2, а ниже сменяются контактово-измененными метаморфическими сланцами. Против устья Узун-оек метаморфические сланцы рассланцованы вертикально, имея простираение WSW 255°. Те же сланцы, сохраняя то же залегание, прослеживаются далее до долины Башкауса (до устья М. Кокури). Берега М. Кокури в нижнем течении до высоты 75—100 м. местами завалены моренными отложениями, в которых иногда великолепно выражены земляные пирамиды.

Ниже по Башкаусу метаморфические сланцы эпидотизированы и принимают облик кристаллических, образовавшихся под влиянием

контактового воздействия и такой их характер выдерживается до рч. Комурлу, где они имеют простирание WSW 240—250°, падая на NW под углом 70—90°. Долина Башкауса здесь до 0,5 км. шириною и окаймлена скалистыми горами, местами с отвесными обрывами высотой метров 150 и более. В долине кое-где имеются низкие речные террасы (высотой 1—2 м.) и кроме того, местами значительно более высокие моренные гряды. Зеленые метаморфические сланцы, сохраняя в общем то же направление сланцеватости, прослеживаются до рч. Иолдо, где они становятся мелкоплочатыми и послойно пропитанными кварцем, приобретая характер „хлоритовых гнейсов“. На этом участке перед устьем Ильдугема (Нижнего) морена спускавшегося по Ильдугему ледника (современная высота ее метров 75) перегородила русло Башкауса, и последний, прижавшись к правому берегу узкой щелью, глубоко врезался в скалы, обходя эту преграду.

„Хлоритовые гнейсы“ слагают долину Башкауса до устья рч. Саратана. Кроме этих пород в долине встречаются лишь эрратические валуны гранита, а рыхлые ледниковые отложения, прислоненные к скалистым берегам, местами поднимаются почти до самых вершин скал. У устья Саратана „хлоритовые гнейсы“ вертикальны или несколько наклонены к SE, имея простирание NE 60°. Здесь они изменяются еще более, в них появляется значительное количество эпидота и роговой обманки, и они по существу становятся типичными кристаллическими сланцами. Далее по обходной тропе, перед перевалом на рч. Ат-туурколь, имеется выход порфириовидного биотитового гранита с матрацевидной отдельностью, параллельной различным склонам холма, сложенного гранитом. Граниты по горам вдоль правого берега Башкауса прослеживаются на протяжении километров 6, но в самой долине, повидимому, не выходят.

Правый берег Башкауса завален мощными моренными отложениями, отдельные эрратические валуны гранита достигают объема 25—30 куб. м. Верхняя тропа идет по террасе (моренной) на высоте над Башкауом метров 125—150, а над ней имеется вторая моренная терраса, высотой метров 30—40. Слагающие этот участок контактово-измененные метаморфические сланцы залегают весьма круто или вертикально, имея простирание NE 60°. Километрах в 2,5 ниже устья Карасу встречен выход кварцита, а далее на большом протяжении обнажений коренных пород нет, и только против устья Юлучера вновь выходят вертикальные гребни метаморфических сланцев северо-восточного простирания.

По правому берегу Башкауса, в стороне от реки, на склоне хребта Кавак-тайга („бровь-гора“) имеется выход спессартита, рядом с которым в коренном залегании имеется змеевик. В змеевике встречается вкрапленность колчедана, в осыпях помимо благородного змеевика встречается также и волокнистый змеевик, но признаков асбеста не обнаружено. Далее, в обрыве, на склоне к долине М. Улагана имеется выход мелкозернистого диабаз, облекаемого благородным змеевиком. В змеевике имеется вкрапленность магнетита и хромита. Выходы диабаз и змеевика прослеживаются и далее на значительном расстоянии.

У подножия сопки, сложенной диабазами и змеевиками, имеется выход порфирита, рассланцованного вертикально до стадии метаморфического сланца в простирании NE 70°. Далее по тропе вниз по Башкаусу, на мысу перед рч. М. Улаганом выходят кварцево-сланцево-хлоритовые сланцы, имеющие то же северо-восточное простирание (60°), падая на SE под углом 60—70°.

Километром ниже устья М. Улагана, в его долине представлены туфы кварцевых порфиров, полностью рассланцованные в северо-запад-

ном направлении, падая по сланцеватости на SW под углом 75°. Вероятно, это небольшой островок пестроцветной свиты, тектонически зажатый среди более древних отложений во время вариссийской дислокации, так как рассланцование этих туфов, имея характерное для вариссийской дислокации направление, несогласно со сланцеватостью метаморфических сланцев и выше и ниже этого места в долине Башкауса. Ниже, между устьем М. Улагана и Б. Улагана, километрах в 2 от последнего представлены метаморфические сланцы, рассланцованные вертикально в простирании NE 30°. Ниже Б. Улагана в этих сланцах имеются неправильные ржавые полосы—следы гидротермального воздействия или вернее его последствия—окисления привнесенных сульфидов.

Ниже по Башкаусу сланцы, сохраняя те же элементы сланцеватости (NE вертикально), становятся более измененными, приобретая, очевидно под влиянием контактового воздействия, кристаллический облик. Против устья Кара-Коджура, в толще метаморфических сланцев, имеющих здесь вид „хлоритовых гнейсов“, встречена жила гранита, мощностью метра 3. Южнее метаморфические сланцы („хлоритовые гнейсы“) становятся пльчатými. В контакте гранита со сланцами в последнем отчетливо выражены следы катаклаза.

Долины рек Б. и М. Улаганов весьма широкие, несоответствующие незначительным размерам этих рек. Долины эти почти совершенно плоские, а удаленные коренные берега, хотя относительно и не высокие, но крутые, местами обрывистые. Долины завалены моренными отложениями. Среди эрратических валунов господствуют пестроцветные породы, которых по долине Башкауса выше нет совершенно, но которые слагают водораздел Башкауса и Чулышмана; кроме них встречаются крупные валуны порфириовидного гранита и инфицированного гнейса. Помимо того, что долины Улаганов не соответствуют величине этих рек, сами речки, особенно Б. Улаган, имеют вид равнинной реки с меандрами в нижнем течении. Если с этим сопоставить то обстоятельство, что притоки Башкауса и выше и ниже устья Улаганов вливаются в Башкаус бурными потоками, несмотря на то, что долины многих из них в прошлом были также ложем ледниковых потоков, то это достаточно убедительно указывает на то, что долины Улаганов в прошлом были ложем весьма солидных ледниковых потоков, не уступавших по своим размерам, а возможно даже превосходивших ледниковый поток, доходивший сюда по Башкаусу.

Представляется весьма вероятным, что в прошлом, до существования глубокой долины Чулышмана, ледниковый поток не уместился в его долине, а широко разливался по горному плато, при чем значительная часть такого потока, имевшего местами несомненно не долинный, а покровный характер, направлялась через современный водораздел Башкауса и Чулышмана, вливаясь в долину последнего по долинам Улаганов.

Весьма мощный ледниковый поток спускался в долину Башкауса по видимому и по долине Квадру, впадающей в Башкаус слева немного ниже устья Б. Улагана. Долина Квадру вверх от устья на протяжении километров 9—10 покрыта валунным суглинком, образующим местами обрывы, высотой до 40 м. Сверху, метров 8 этих обрывов сложены серыми песчано-глинистыми отложениями, а поверх их местами имеются серые холмы, морфологически напоминающие дюны. Ниже представлены отложения ржаво-желтого цвета. В прошлом, несомненно, этот участок был занят ледником, спускавшимся с северного склона Курайского хребта, в котором и в настоящее время имеются мелкие неисследованные каровые ледники и снежники.

Коренные породы в долине Квадру представлены лишь километрах в 9 от устья, при чем вначале представлены сильно измененные метаморфические сланцы („хлоритовые гнейсы“), падающие на NW 300° под углом 45°. Широкая ледниковая долина Квадру сохраняется и выше на значительном расстоянии, поэтому обнажения коренных пород вдоль тропы редки.

Несколько ниже впадения речки Кызыл-тур, долина Квадру суживается, и по берегам ее представлены интрузивные гнейсы. Километрах в 2 выше указанной реки, тропа переходит с левого берега на правый, на берегу Квадру представлен двуслюдяный интрузивный гнейс, обильно пронизанный жилками кварца. Залегают гнейс вертикально, имея меридиональное простирание. Выше, где тропа снова переходит на правый берег, у самой реки представлены интрузивные гнейсы, среди которых имеется жила габбро, мощностью метра 2, а также „жила“ породы, макроскопически имеющей вид очкового гнейса. Последняя, как показали микроскопические исследования Мархилевич (17, стр. 59), представляет мигматит, подвергшийся позднему давлению. Простирание интрузивных гнейсов и здесь меридиональное, но здесь они падают на восток под углом 70°.

Далее по одной из правых вершинок Квадру, по ручью Кызыл-оек, куда был сделан маршрут для осмотра предполагаемого медного месторождения, в действительности не оказавшегося, наблюдалось следующее геологическое строение: цирк в вершине ручья сложен ороговикоподобными сланцами, имеющими простирание NE 20° и залегающими вертикально или весьма круто падающими на NW. В роговиках местами имеются жилы порфирита и ржавые кварцевые жилы. Ниже цирка, километрах в 3 выше устья Кызыл-оек, отчетливо представлен контакт роговиков с порфиритами. Роговики в контакте и близ контакта весьма разнообразного вида и окраски, представляя богатый ассортимент подделочных камней, к сожалению, едва ли могущих иметь практическое значение в виду малой доступности. Имеются различные розоватые и белые фарфоровидные разности, затем весьма эффектная роговиковая брекчия, состоящая из угловатых обломков роговика, сцементированных роговой обманкой, которая в более удаленных участках по узким трещинам в роговике дает тонкие лучистые агрегаты. Порфирит местами пиритизирован.

На мысу, ниже устья Кызыл-оека, представлены брекчиевидные сланцы, в которых встречены описанные ранее (Нехорошев, 26, стр. 696) жилы магнетита. Весь этот район носит весьма ясные следы недавнего оледенения, при чем, как это видно по оглаженным скалам и эрратическим валунам, ледник не только выполнял долины, но образовывал покров за краями долин.

Правый берег Квадру в верховьях сложен интрузивными гнейсами, между тем как по левому развиты сланцы, безусловно более молодые, чем метаморфическая серия, которым предположительно можно приписывать девонский возраст. Повидимому, долина Квадру проходит по древнему тектоническому контакту, где соприкасаются метаморфические сланцы, интрузивные граниты еще додевонского (?) времени, со сланцами девонского (?) времени, ороговикоподобными интрузивными порфиритами. Жилы габбро в интрузивных гнейсах, а также и интрузия порфирита возможно связаны с этим тектоническим контактом.

По тропе из Улагана в Чибит, от долины Квадру почти до самого перевала, все скрыто под мощным покровом ледниковых отложений, и только у перевала обнажаются интрузивные гнейсы, которые макроскопически представляют типичные гнейсы, что и явилось источником

указаний на наличие в Курайском хребте архейских отложений. Поверхность обнажений сильно оглажена ледником, инфицированные гнейсы залегают вертикально, имея простирание NW 330°.

Далее на пути типичный ледниковый ландшафт с моренными холмами и множеством озерков, среди которых встречаются и более крупные. Коренные породы обнажаются лишь в долине рч. Чибита, километрах в 2 выше озера Чейбек-куль, где представлены сильно метаморфизованные песчано-глинистые сланцы, залегающие вертикально, имея северо-западное простирание (320°). Далее по Чибиту в русле видны вместе со сланцами куски серого полосатого мрамора. Левый берег Чибита сложен филлитизированными глинистыми сланцами (силур?). Далее в верхнем конце озера Чейбек-куль на левом берегу, под скалами сланца имеется брекчия того же сланца, слабо сцементированная известковым туфом, вероятно представляющая брекчию осыпи, так как под крутыми скалистыми берегами сланцевая щебенка всюду представлена в изобилии.

Озеро Чейбек-куль представляет плотинное озеро длиной километра 2,5 при ширине максимум до 300 м., в среднем не превышая 200 м. Местоположение его исключительно живописное. Не смотря на весьма прозрачную воду, на расстоянии 2 м. от берега дна не видно, что говорит о значительной глубине. Правый берег озера крутой и недоступный, по левому имеется узкая береговая полоска под скалами сланца. „Плотина“, подпруживающая озеро, сложена на поверхности исключительно обломками сланца, поэтому не имеет вида типичных моренных плотин. Происхождение озера, наиболее вероятно, плотинно-моренное, хотя не исключена возможность, что имело место карстовое образование. Дело в том, что 1 км. ниже озера, на правом берегу имеется значительный выход тонкослоистых мраморизованных известняков, залегающих вертикально, имея простирание NW 320° и возможно, что на месте озера среди сланцев имелись известняки.

Мраморизованные известняки местами покрыты тонкой красной железистой пленкой. В них имеется пещера, уходящая вглубь из грота в виде узкой щели; стенки пещеры и все трещины покрыты сплошной красной железистой коркой, что явилось причиной указаний на наличие здесь железной руды. Перед входом пещеры имелся обычный жертвенник алтайцев, в виде зеленой веточки с навешанными тряпками.

Далее по тропе выходят пестрые известково-глинистые сланцы неясного залегания, а в 0,5 км. далее их сменяют зеленые известковистые туфогенные песчаники, а еще километра через 1,5—фиолетовые, железистые, глинистые филлитизированные сланцы. Простирание последних NW 320°, при вертикальном или почти вертикальном залегании.

Эти зеленые и фиолетовые сланцы прослеживаются на расстоянии примерно 1 км.; далее встречен выход черного кремня с кварцевыми жилами, а метров через 200 далее от него темносерый известняк, имеющий значительную мощность. На известняк налегают зеленые туфогенные песчаники, которые прослеживаются на значительном расстоянии, пока при спуске тропы к нижнему левому притоку Чибита не сменяются порфиритом. Перед выходом рч. Чибита в брошенный участок древней долины Чуи, на правом берегу Чибита представлены скалы мягкого порфиритового туфа, падающего (по сланцеватости) на SW под углом 50—60°.

Среди менее измененных осадочных отложений по долине Чибита во время маршрутного обследования никаких фаунистических остатков не обнаружено. По литологическому составу эти толщи возможно могут быть отнесены к кембрию (известняки и кремни) и к кембро-силуру (сланцы, туфы).

Чуйский тракт от устья Чуи до Кош-агача.

Правый берег Катуня, непосредственно ниже впадения Чуи, сложен гранитами, образующими скалы Пичикту-кай, которые далее, уже по правобережью Чуи, сменяются мраморизованными известняками с мелкими одиночными кораллами *Rugosa*. Центральное ядро мраморов ясной слоистостью не обладает и фауны не содержит, кораллы встречены в периферических, слоистых мраморизованных известняках. На последние налегают роговики, падающие на NW 290° под углом $60-70^\circ$. Возраст мраморизованных известняков, по видимому силурийский. Местами они прорваны жилами порфира, вероятно, генетически связанными с гранитами, прорывающими мраморы. По общему впечатлению мраморы имеют форму купола или рифа.

Роговики, налегающие на мраморы, прослеживаются на расстоянии километров 2-х, а далее обнажаются гранодиориты, прорезанные жилами порфирита. Гранодиориты прослеживаются вдоль тракта на расстоянии около 1 км.; далее их сменяют сначала роговики, а затем зеленые известковистые сланцы, залегающие вертикально, имея простирание NW 330° . У верхнего конца боба их сменяют зеленовато-серые филлитизированные сланцы, падающие на NE 50° под углом 60° .

Сланцевая толща прослеживается далее на расстоянии 1 км. и сменяется зелеными кремнистыми сланцами, за которыми имеется линза известняков неправильного очертания, мощностью метров 200—250. Эту линзу слагают в начале белые мраморизованные известняки, а в конце их сменяют розовые с пленками хлорита и массой энкринитов. На розовый известняк налегает прослойка зеленовато-серого известняка с редкими энкринитами и прослойками (до 10 см.) хлоритового сланца, далее желтый мраморизованный известняк, и, наконец, на всю толщу мраморов налегают филлитизированные песчано-глинистые сланцы, падающие на NE 65° под углом 65° . Мраморизованные известняки или слагают риф или же их куполообразная форма тектонического происхождения, так как на продолжении их по простиранию, на другом берегу Чуи, известняков совершенно не видно. Наличие в известняках энкринитов позволяет считать, что они не старше силура, общая же совокупность геологического строения говорит за то, что и не моложе силура. Остается неясным лишь вопрос, верхний или нижний силур, но для его решения данных не имеется.

Сланцевая толща выше мраморизованных известняков вначале имеет еще прослойки мраморов, а далее уже представлены глинистые филлитизированные сланцы, местами переходящие в хлоритово-глинистые. Они прослеживаются не менее 1 км., а на следующем бобу в них проходит полоса желтых, при выветривании ржавых песчано-глинистых филлитизированных сланцев, окраска которых зависит от разложения вкрапленного пирита. Мощность этой полосы метров 25, простирание NW, согласно простиранию всей сланцевой свиты.

Сланцы прослеживаются до Белого боба (нижнего), при чем в них ржавая окраска местами встречается уже не в виде полос, а потеками и карманами, определенно указывая на позднейшее гидротермальное изменение этих участков.

Белый боб сложен сланцеватыми глинистыми известняками; по середине на перевале имеется небольшой островок согласно падающих зеленых сланцев, а далее идут белые мраморы, которые вдоль тракта прослеживаются примерно на расстоянии 1 км., простирание их NE 30° , падают на SE под углом 80° .

Выше мраморы сменяются бурыми и серыми песчанистыми и глинистыми сланцами, за которыми идут сланцы с полосами белых известняков. Вся свита обильно пронизана кварцевыми жилами, и сланцы, возможно в связи с этим, местами хлоритизированы.

Выше Верхнего Белого борма (с водопадом), сложенного мраморизованными известняками, представлены слоистые известняки и зеленые мергели. В первых, судя по обломкам на берегу Чуи, обильны кораллы и строматопоры *Favosites*, *Heliolites*, *Clathrodictyon*, при чем колонии фавозитов иногда превышают человеческую голову; в мергелях обильны брахиоподы, почти исключительно *Atrypa*.

Залегают слои, слагающие Белый борм и участок выше его по берегу Чуи, вертикально, имея северо-западное простирание. Возраст — силурийский.

За Айгулаком сланцевая толща становится все более и более метаморфизованной, переходя в известково-хлоритовые сланцы. Далее, у дороги, имеется небольшой выход известняка, представляющего риф из *Stromatopora*, *Favosites* и *Pachypora*, позволяющих относить эти известняки к девону (нижний или низы среднего).

Километром выше Айгулака выходят скалы, вначале сильно рассланцованных, а затем более прочных зеленых и фиолетовых туфов, имеющих NW простирание. Метров через 300 выше по Чуе, на эффузивы налегают сильно рассланцованные известняки, весьма круто падающие на NE и содержащие одиночные и колониальные кораллы, среди последних часто встречаются *Favosites*, *Cyathophyllum*, реже *Favosites* ex gr. *Forbesi*. По возрасту эти известняки также могут быть отнесены к девону, они прослеживаются вверх по Чуе на расстоянии 1,5 км., а затем имеется выход брекчиевидного порфира и близ устья Яр-балыка на них, повидимому, налегает красная эффузивная толща.

Близ устья Яр-балыка имеется выход эффузивного плагиоклазового порфирита, за которым представлены рассланцованные серые известняки с силурийской фауной (*Rosenella* sp.) Метров через 150 далее они сменяются красными глинистыми известняками с кораллами *Halysites* и *Favosites*, за которыми представлены серые хлоритизированные мергели с фауной и желтовато-розовые, в них найден *Clathrodictyon vesiculosum* Nich. (по определению В. Н. Рябинина). Мощность всей свиты известняков, мергелей и сланцев метров 700—800; возраст, судя по фауне, верхне-силурийский. Состав фауны однообразный, представлены кораллы табулата и строматопоры, других групп почти совершенно нет.

За силурийской свитой вновь представлены порфириты. Залегание силурийских слоев вертикальное, простирание меридиональное (350°).

Среди эффузивов имеется жила альбитит-порфира, эффузивы интенсивно смяты и прослеживаются вверх по Чуе на расстоянии около 1 км. Далее эффузивы сменяются глинистыми сланцами, падающими на NE под углом 60°, в которых встречен прослой с фауной: *Lioclema*, *Fistulipora*, *Spirifer* (девон).

Сланцы прослеживаются вдоль тракта на расстоянии 0,5 км., а далее вновь выходят эффузивы, красно-бурые и зеленые, иногда в виде очень крупных туфо-брекчий. Здесь в долине Чуи отчетливо видны три террасы.

Выше эффузивы еще раз сменяются зелеными и желтыми осветленными филлитизированными сланцами, за которыми далее в урочище Кизил-таш представлены бордовые туфогенные песчаники и сланцы, дающие грандиозные конусы осыпей, поднимающиеся по склону на высоту метров до 300 над долиной Чуи. Среди красных песчаников и сланцев встречаются зеленые прослои. Свита туфогенных песчаников заметно

окремнена, повидимому, по соседству имеется интрузия. В окремненных слоях встречаются следы окаменелостей (*Hemitrypa* sp.).

Далее эти слои сменяются кремнистыми зелеными, затем серыми и желто-бурыми сланцами, за которыми представлены пестрые глинистые сланцы с черными известковистыми прослойками (ширина полосы с прослойками 5 м.). Залегание этих слоев близкое к вертикальному с падением на NE под углом 80—90°, при простирании NW 315°. Мощность этих слоев, считая от слоев с окремненными окаменелостями, метров 100. Далее начинается разрез девона, фаунистически охарактеризованного:

- | | |
|---|-------|
| a. Черные известняки с <i>Spirifer</i> cf. <i>sulcatus</i> Barr 1). <i>Spirifer</i> aff. <i>cheechiel</i> de Kon. <i>Atrypa reticularis</i> Linn., <i>Favosites</i> (несколько видов), <i>Pachypora</i> aff. <i>cervicornis</i> , <i>Fenestella</i> cf. <i>spio</i> Hall, <i>Polypora obliqua</i> Hall var. <i>elegantula</i> Nekh. <i>Semicoscium striatum</i> Nekh., <i>Hemitrypa tubulosa</i> Nekh. <i>Lioclema Polenovi</i> Nekh., | 40 м. |
| b. Серые глинистые сланцы с той же фауной, но более редкой и с преобладанием <i>Favosites</i> и <i>Pachypora</i> ; здесь же найдена <i>Stromatopora concentrica</i> var. <i>colliculata</i> | 50 " |
| c. Буроватые глинистые сланцы с мелкими брахиоподами и пелециподами. <i>Favosites</i> и <i>Pachypora</i> все еще многочисленны, но менее обильны, чем в двух нижних горизонтах | 60 " |
| d. Серые глинистые сланцы; местами известковистые <i>Favosites</i> редки, встречены мелкие и крупные кораллы <i>Rugosa</i> , есть редкие брахиоподы и мшанки <i>Fenestella</i> cf. <i>crebripora</i> Hall, <i>Atrypa reticularis</i> Linn. | 100 " |
| e. Темносерые глинистые сланцы с игольчатой отдельностью, бедные окаменелостями | 40 " |
| f. Серые игольчатые глинистые сланцы с известковистыми конкрециями, содержащими внутри иногда мелкие окаменелости, а по периферии кристаллы пирита. В этих слоях фауна бедная, найден <i>Orthoceras</i> , в других горизонтах не встреченный | 60 " |
| g. Известковистые глинистые сланцы с <i>Atrypa reticularis</i> , <i>Spirifer</i> sp. Кораллов в этом горизонте не встречено. Местами сланцы с мелкой трещиноватостью, выполненной кальцитом | 60 " |
| h. Черные углисто-глинистые листоватые сланцы, с прослоями <i>Chonetes</i> , другие окаменелости редки | 60 " |
| i. Серые игольчатые сланцы, бедные фауной | 100 " |
| j. Зеленоватые песчано-глинистые сланцы с волноприбойными знаками и с известковистыми прослойками, содержащими окаменелости (брахиоподы) | 100 " |
| k. Серые, „листовато-игольчатые“ глинистые сланцы с известковистыми прослойками, содержащими мшанок <i>Trepotomata</i> и редкие брахиоподы (<i>Spirifer</i> aff. <i>Martianofi</i> Stuck и др.) | 100 " |
| m. Серые глинистые сланцы с известковистыми прослойками, содержащими кораллы <i>Rugosa</i> | 200 " |
| n. Темносерые, частью глинистые известняки с богатой фауной брахиопод, мшанок и кораллов <i>Tabulata</i> и <i>Rugosa</i> ; <i>Spirifer cheechiel</i> de Kon., <i>Sp. Martianofi</i> Stuck, <i>Leptaena rhomboidalis</i> Wilk, <i>Athyris</i> aff. <i>concentrica</i> Buch, <i>Polypora</i> cf. <i>latitruncata</i> Hall, <i>Reteporina rhombifera</i> Hall, <i>Hemitrypa cylindrica</i> Nekh., <i>Hemitrypa</i> cf. <i>mongolica</i> Nekh.; слои падают на NE 25° под углом 75° | 100 " |
| p. Черные глинистые сланцы и известняки, богатые фауной, сходной с предыдущей; колонии <i>Favosites</i> образуют глыбы до 0,5 м. диаметром | 100 " |
| r. Тонко рассланцованные черные глинистые сланцы | 50 " |

Далее обнажения прерываются долиной рч. Бердыбаш. Долина широкая, сухая, судя по форме ледниковая. За речкой выходят уже метаморфические хлоритово-глинистые сланцы и можно думать, что долина

1) Брахиоподы данного разреза определены Н. Л. Бубличенко.

проходит по сбросу, отделяющему девонские отложения от более древних. Что касается девонских отложений, суммарная мощность которых, как это видно из приведенного разреза, достигает 1.300 м., то при рассмотрении этого разреза невольно обращает на себя внимание симметрия в расположении слоев сходного литологического состава. Разрез девона и начинается и заканчивается темными известковыми слоями, богатыми фауной. Общий состав фауны еще более усиливает это сходство и невольно напрашивается вывод, не имеем ли мы в данном случае изоклиналную складку. Общий состав фауны, по первому впечатлению, как будто подтверждает такое предположение, так как и внизу и вверху разреза представлены одни и те же группы окаменелостей. Однако, более тщательный анализ фауны позволяет наметить определенные различия. К сожалению только мшанки могут считаться изученными достаточно полно, остальные окаменелости этого разреза или определены предварительно, или же совершенно не определены (кораллы). Даже и на основании брахиопод намечается известное отличие так, например, *Spirifer* cf. *sulcatus* Barr., сходный с характерной для низов девона Богемии формой, известен лишь в низах Бердыбашского разреза, другие же формы, например *Spirifer cheechiel*, точно определяющиеся в середине и в верхах разреза, в низах представлены лишь подобными, но не тождественными формами.

С мшанками положение еще определеннее, в низах представлены формы, близкие к низам девона Сев. Америки, а в верхах—средне-девонские формы. По полевому впечатлению есть отличия и в кораллах: в низах представлены главным образом ветвистые *Favosites*, в верхах же массивные представители этого рода. Таким образом представляется вполне приемлемым до дальнейших более детальных полевых работ рассматривать этот разрез не как изоклиналную складку, а как один непрерывный стратиграфический разрез.

Ниже устья рч. Бердыбаша долина р. Чуи заметно расширяется, а выше же устья разделяется на две довольно высокой сопкой, сложенной коренными породами (девонскими слоями). Последняя отделяет современную долину Чуи, малодоступную, имеющую вид скалистого ущелья, от широкой долины к северу от этой сопки, совершенно сухой, покрытой ледниковыми отложениями. Эта широкая долина, вначале сухая, а далее орошаемая ничтожной речкой, представляет древнюю долину Чуи, брошенную во время оледенения, под влиянием моренной запруды, что было в свое время отмечено В. А. Обручевым (32а).

Выше устья Бердыбаша тракт идет по сухой эпигенетической долине древней Чуи. После обнажения метаморфических сланцев за рч. Бердыбашем, следующее обнажение, также представленное метаморфическими сланцами, имеется у выхода в сухую древнюю долину Чуи рч. Чибита, где представлены упоминавшиеся ранее мятые порфириты. Выше Чибита представлены зеленые метаморфические сланцы, среди которых видна фиолетовая полоса, а против верховьев рч. Мюена, текущей по эпигенетической долине Чуи в обратном направлении, в толще метаморфических сланцев имеется известковая брекчия.

Там, где эпигенетический участок долины кончается и тракт снова подходит к Чуе, перед началом Боротальской степи, представлены мятые порфириты, которые далее сменяются темносерыми аморфными известняками, местами содержащими тонкие прослойки кремня. Судя по этим прослойкам, простирание известняков NW 315°, и залегают они вертикально или почти вертикально, падая под углом 85° к SW. Создается впечатление, что в данном месте порфириты налегают на известняки.

По мере движения вдоль обнажения (косо по отношению к их про-

стиранию), количество кремня постепенно увеличивается, а метрах в 400—500 от начала обнажения известняков кремни уже преобладают над известняками. Кремни белые, серые, черные и красные (с железистой окраской).

Далее в этой свите имеется полоска зеленоватых филлитизированных сланцев, интенсивно перемятых, за которой вновь преимущественно представлены кремни. Наконец, скалы, ограничивающие Боротальскую степь на востоке представлены серыми известняками. Простираение их NW 340°; вертикальны или весьма круто наклонены на SW. Фауны в этой свите при беглом маршрутном осмотре обнаружить не удалось. Не может быть никаких сомнений в том, что в данном случае мы имеем дело с Чепошской свитой кремней и сланцев.

Далее по тракту, при подъеме на перевал горы Аржаной и вся гора Аржаная сложены серыми известняками. Судя по гребням, известняки имеют северо-западное простираение, вертикальны, или весьма круто падают на SW, но в действительности залегание повидимому значительно сложнее и имеет место мелкая складчатость, в известняках далеко не всегда различимая. В отдельных случаях наблюдаются падения на север, в других прямо на восток или запад. Углы падения также не постоянны, изменяясь в пределах от 45° до 90°. Эти известняки с кремнями в их толще прослежены до спуска в Курайскую степь.

В западном конце Курайской степи развит галечный покров, из под которого кое-где выдаются гребешки мягкого давленого порфира, имеющего в Курайской степи, повидимому, значительное распространение.

За Курайской степью у рч. Кургак-Тутыгем выходит толща известковистого туффиита, падающего на NE 50—60° под углом 50°. Здесь же имеются крупные глыбы известковистого песчаника со следами органических остатков („ходы червей“), весьма напоминающих и по составу породы и по отпечаткам пестроцветные отложения на водоразделе Ак-Саус-канда-Уймень и, очевидно, принадлежащие по возрасту к той же пестроцветной толще.

Далее, вдоль тракта до устья рч. Куэхтанара, представлены глинистые сланцы; местами среди них встречаются выходы порфиритов (перед рч. Саускандой). На устье рч. Куэхтанара представлены черные филлитизированные сланцы, падающие на N (10°) под углом 75—80°. Толща сланцев на левом берегу разбита трещинами ложной сланцеватости в простираении NW 305°. Ниже у дороги сланцы прорваны жилой порфирита, в контакте с которой наблюдается ясное окременение.

В Курайской степи и далее на восток, вдоль скал коренного правого берега Чуи, всюду видны ясные боковые морены, а местами, около устьев речек, текущих с Курайского хребта, имеются местные моренные гряды, расположенные поперек Чуйской долины.

Выше устья рч. Куэхтанара, среди сланцевой толщи, имеется выход черного известняка, обильно представленного в осыпи (здесь на берегу Чуи производится обжиг извести). Далее идут те же сланцы, очевидно смятые в мелкие складки и местами имеющие пологое падение.

Далее, против того места, где на левом берегу начинается расширенная долина р. Чеган-узуна, на правом берегу Чуи имеется скалистый выход габбро, сменяющихся далее змеевиками, представленными как темнозеленой разностью благородного змеевика, так и волокнистой разностью. Местами в змеевике имеются тонкие прожилки асбеста, впервые обследовавшиеся в 1856 г. горн. инж. Ковригиным, а позднее неоднократно частными предпринимателями, но оказавшиеся не промышленными. В толще змеевика имеются небольшие штоки основных пород, видимо уцелевшие при серпентинизации краевых частей, при чем здесь

встречен как пироксенит, так и перидотит, последний в значительной степени серпентинизированный. В осыпях встречены змеевиковая брекчия и кремнистый магнезит. Далее, против устья Чеган-Узуна, вместе с змеевиками встречаются метаморфические сланцы, которые вначале как бы переслаиваются с змеевиками, а по удалении представлены уже исключительно метаморфические сланцы. Падают они на NE под углом 45° .

Вскоре же после начала змеевиков, под осыпью и моренными отложениями, в выемке (дорожной) обнажена буроугольная толща, представленная рыхлой палевого цвета глинистой породой с тонкими прослоями бурого угля. В расширенной части правого берега Чуи, против устья Чеган-Узуна и выше, эти отложения слагают всю пониженную часть, будучи сверху прикрыты моренными отложениями. Судя по разрезу, в выемке залегание буроугольных отложений не горизонтальное, а нарушенное, но, конечно, здесь это могло быть и вследствие оползня.

Далее, где тракт отходит от Чуи поднимаясь на перевальчик, сопка между трактом и Чуей сложена зеленоватыми песчано-глинистыми сланцами, более светлыми мергелистыми сланцами, и ржавыми железистыми сланцами. Простирание свиты NW 320° , падение под углом от 30° до 45° , то на NE, то на SW.

На самом перевале к этим пестроцветным породам прислонены третичные (?) отложения, представленные бордовыми глинами, а также серыми глинами и углистыми слоями. Те же рыхлые, пестро окрашенные отложения заполняют и следующую за перевальчиком котловинку—долину рч. Тюргуна, а также видны в пониженных местах между скал и на левом берегу Чуи.

На следующем перевальчике выходят бордово-красные сланцы с зелеными включениями и примазками, далее сменяющиеся ржавыми глинистыми сланцами, большей частью листоватыми, в которых имеется тонкий (до 10 см) прослой известняка, содержащий фауну брахиопод и мшанок, позволяющих относить эти слои к верхам среднего или низам верхнего девона. Свита сланцев смята в мелкие складки, простирание на коротком расстоянии изменяется от северо-западного до западного, а углы падения от 45° до 90° .

За этим перевальчиком далее тракт идет по Чуйской степи, покрытой крупным галечником. Из-под галечника, по правой северной окраине степи, кое-где „просвечивает“ буроугольная свита, которая видимо распространена вдоль подножия Курайского хребта. Отложения этой свиты видны также кое-где в котловинках степи и по левому берегу Чуи в котловинках между невысокими палеозойскими скалами.

Галечник Чуйской степи, очевидно, флювиогляциального происхождения. После того как ледниковый покров в пределах самой степи растаял, в окружающих ее горах ледники сохранялись еще достаточно долгое время (в Чуйских альпах существуют и по сию пору), поэтому мощные ледниковые потоки, стекавшие со всех окружающих склонов, перемывали моренные отложения самой степи и выносили и сортировали галечный материал, который покрывает степь.

Местами среди галечникового покрова, по краю котловинок и озерков, имеются выходы светлых лёссовидных суглинков, в которых имеются раковинки наземных гастропод, не отличимые от современных, а потому не дающие указаний на возраст. В более глубоком овраге, кроме того, под галечником встречены сильно выветрелые сланцеватые глины желтоватой и зеленоватой окраски, которые можно отнести к третичным буроугольным отложениям. Слои эти лежат не горизонтально, а наклонены к N под углом $10-20^\circ$.

От Кош-агача до Рахмановских ключей по рекам Тархатте, Ясатеру, Аргуту и Коксе.

Довольно значительная речка Тархатта, одна из вершин Чуи, в пределах Чуйской степи течет по полупустынной покрытой щебнем равнине. Киломтрах в 10—12 к югу от Кош-агача в нее впадает маленькая речка Чеган-бургазы, под каковым наименованием и значится все нижнее течение Тархатты. Галечник, покрывающий степь, крупный, частью хорошо окатанный, частью угловатый; средний размер галек 4—5 см., но отдельные более крупные гальки достигают до 30—40 см.

Гальки главным образом зеленого метаморфического сланца, иногда пльчатого и с жилками кварца; кроме того встречаются гальки серо-фиолетового сланца, песчаника и конгломерата, а также крупнозернистый конгломерат с пестрым составом хорошо окатанных галек.

На всем пути по Тархатте исключительной галечниковая степь, ни озер, ни лёссовидного суглинка, ни более древних, в том числе и третичных отложений, здесь нигде встречено не было; в обрывах речных долин виден все тот же галечник, только перемытый и отсортированный.

Километрах в 5 от Кош-агача вдоль долины Чеган-Бургазы кое-где видны продолговатые холмы, сложенные галечником, вероятные остатки ледниковых (флювио-гляциальных?) отложений. Выше по Тархатте таких холмов не наблюдается. По Тархатте имеются две ясно выраженных террасы, высотой метра 2—5 одна над другой.

Нижняя терраса широкая, с неглубокими продольными понижениями, вероятными следами прежних русел Тархатты.

У южной границы Чуйской степи, в месте выхода Тархатты из гор, под галечниковой толщей обнажаются гребешки осветленных метаморфических сланцев, пронизанных кварцевыми жилками; в последних ясно видны следы смятия и скольжения. Полукилометром выше этого выхода, на правом берегу Тархатты, имеются скалы мелафирового туфа, а далее идут почти непрерывные обнажения зеленых пльчатых метаморфических сланцев („хлоритовые гнейсы“), имеющих широтное простирание с весьма крутым почти вертикальным падением к югу. В толще этих сланцев на левом берегу Тархатты видны рыжие осветленные полосы, шириною метров до 3.

Левый берег Тархатты, на высоте метров 7—8 над уровнем реки, загроможден моренными грядами, которые частично наблюдаются и на правом берегу.

Километра $1\frac{1}{2}$ выше первого выхода фиолетового туфа, среди метаморфических сланцев наблюдается еще один островок туфов шириною метров 200, образующий асимметричную синклинали, с осью северо-западного простирания, наклоненную к юго-западу. Северо-восточное крыло этой синклинали вертикально, юго-западное (т.е. падающее к северо-востоку) наклонено под углом 45—50°.

Туфы лежат на более древней метаморфической толще несогласно. Направление смятия туфов под острым углом пересекает направление смятия более древних толщ метаморфических сланцев. Это повторное для метаморфической толщи смятие вызвало в последней некоторую передвижку и мелкую пльчатость.

Выше по Тархатте, на значительном протяжении представлены или ледниковые отложения, или же зеленые метаморфические сланцы, рассланцованные вертикально в WNW простирании. Долина Тархатты на этом участке типичная ледниковая с U-образным профилем, с плоским, покрытым мелким галечником дном, по которому Тархатта, будучи ниже подпружена мореной, течет широкой полосой, разбившись на множество

мелких рукавов. По мере движения вверх по Тархатте изменение метаморфической толщи становится более интенсивным, и сланцы принимают характер переходных к типичным кристаллическим. Километрах в 15—17 от Чуйской степи эта толща представлена кварцево-эпидотохлоритовыми сланцами.

Несколько далее, на левом берегу Тархатты, на некоторой высоте над рекой, на толще метаморфических сланцев лежит фиолетовая толща, резко отличная и по окраске, и по составу и по условиям залегания. Метаморфические сланцы, подстилающие фиолетовую толщу, расланцованы вертикально в простирании NW 320°, обильно пронизаны кварцевыми жилами и осветлены. В фиолетовой толще, благодаря разноцветной окраске слагающих ее слоев, отчетливо видно смятие в синклинальную складку, осложненную дополнительными складочками (рис. 4). Фиолетовая толща состоит из светлых полос кварцитов и более крупнозернистого кварцитового конгломерата, переслаивающихся с более темными полосами фиолетового туфогенно-кварцевого песчаника, среди которого также есть более крупнозернистая конгломератовая разность с крупными гальками кварца. Этой свите можно приписывать девонский возраст. Отсутствие органических остатков лишает возможности произвести уточнение. Данное обнажение еще раз весьма отчетливо подчеркивает существование крупного перерыва и размыва в центральных частях Алтая между каледонским и варисийским горообразованием.

Выше по Тархатте коренные породы представлены исключительно метаморфическими сланцами, при чем коренные берега до значительной высоты завалены ледниковыми отложениями и обнажаются только у вершин обрывов. Перевал из долины Тархатты в вершину Ясатера в виде широкой долины, холмы на самом перевале сглаженные, и этот водораздел весьма напоминает по своему характеру водораздел верховьев системы Башкауса и Чулышмана. Здесь также несомненно ледниковый поток с востока двигался и по Тархатте и по Ясатеру, перед этим водоразделом разделяясь на два языка, далее направлявшиеся в различные речные системы.

Сопка к северу от перевала, судя по ее окраске, сложена пестроцветными отложениями. Далее тропа идет по широкому всхолмленному пространству, имеющему черты типичного ледникового ландшафта с многочисленными грядами рыхлых отложений и мелкими и более крупными (например, Зерлю-коль) моренными озерами. Коренные породы, изредка видимые на этом пространстве—метаморфические сланцы и редко небольшие островки пестроцветных пород. На перевале к рч. Джумале представлены зеленые метаморфические сланцы, падающие по сланцеватости на Е под углом 60°. Сам перевал представляет сравнительно узкий трог, врезанный в перевальный холм.

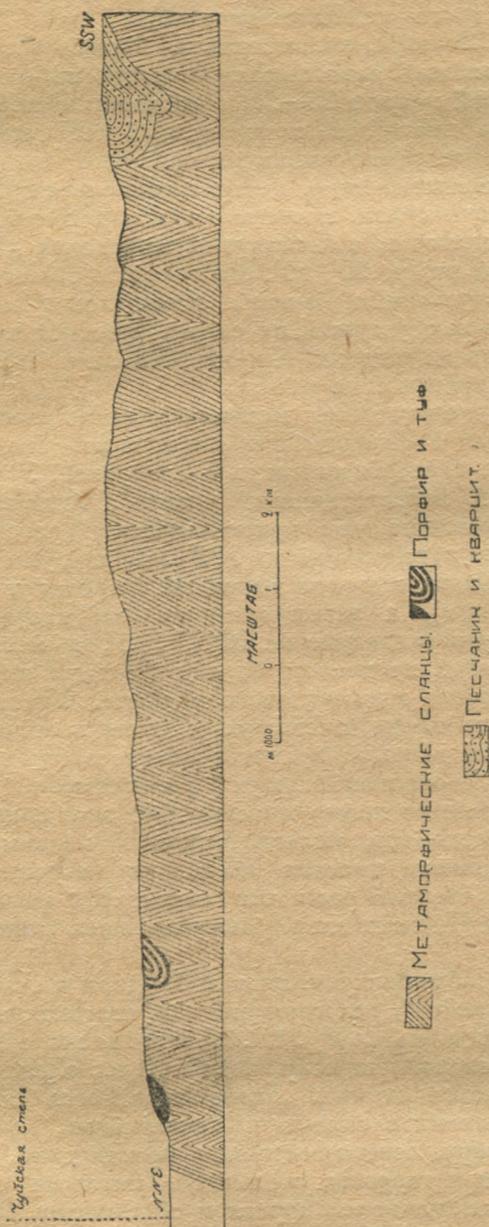
Тот же ледниковый ландшафт наблюдается и за перевалом у долины Джумалы, с той лишь разницей, что восточнее, среди валунов, гранит был представлен редко, здесь же он представлен в изобилии. Долина Джумалы также представляет типичный трог с ледниковыми плотинными озерами, ближе к верховьям моренный материал крупнее, что, очевидно, объясняется близостью коренных выходов гранита.

В долине Джумалы, там, где ее коренные берега сложены гранитами, на холме, сложенном валунным ледниковым материалом, вытекают теплые ключи, обильно газированные (азот плюс редкие газы) и очевидно имеющие достаточно высокую радиоактивность, так как, не смотря на их невысокую температуру (максимум 21°С.), они имеют большую популярность у населяющих эту часть Алтая теленгит и казаков (киргиз). Термы эти были обследованы более подробно и результаты иссле-

дования были своевременно опубликованы („Термы Алтая“ 24), поэтому здесь повторять все данные большого смысла не имеет.

Вниз по Джумале, на значительном протяжении представлены граниты, постепенно переходящие в гранит-порфиры (у нижнего конца

Разрез северного склона Чуйского хребта к югу от Кош-агача.



Размеры островков порфира и песчаника для наглядности значительно преувеличены.

Рис. 4.

верхнего озера), а далее в кварцевые порфиры, которые прослеживаются вниз по Джумале еще не менее 1 км., будучи в конце представлены кварцевыми альбитит-порфирами. Метрах в 10 от края выхода альбитит-порфира представлены гребешки зеленого метаморфического песчаника, в котором далее есть полоса фиолетовых метаморфических сланцев. Простираение метаморфической свиты NW 310°, залегает вер-

тикально. Никаких контактовых изменений, ни на песчаниках, ни на сланцах не замечено. Данных, говорящих о тектоническом характере контакта, также не имеется. Ниже по Джумале метаморфические сланцы прослеживаются до р. Ясатера, местами они изменены значительно сильнее, чем метаморфическая свита у контакта с гранитным массивом („хлоритовые гнейсы“ ниже тропы на Катон-карагай).

На правом берегу Ясатера, километрах в 2 ниже устья Джумалы, имеются 4 (не считая поймы) ясно выраженных трогообразных террасы высотой одна над другой метров 25—50, врезанных в коренных породах. В обрывах уступов второй и следующих более высоких террас местами видны зеленые кварцево-эпидото-хлоритовые сланцы, местами зеленые хлоритово-глинистые сланцы, переслаивающиеся с фиолетовыми. Толща сланцев интенсивно смята, местами имеется плейчатость, местами мелкая поперечная волнистость, с амплитудой складочек до 1 м. Свита падает на SSW 195° под углом 50—60°. На поверхности террас выходы сланцев сглаженные, окруженные бывшим здесь ледниковым потоком, в вертикальных же обрывах уступов на скалах местами видны тонкие, горизонтальные ледниковые штрихи. Кое-где на этих террасах видны одиночные гранитные эрратические валуны.

Ниже по Ясатеру представлены метаморфические сланцы, которые километрах в 2 выше устья Ильдугема становятся эпидотизированными, очевидно, под влиянием близости контакта с интрузией. У устья Ильдугема имеется небольшой эпигенетический участок. Километра 2 ниже устья Ильдугема представлены уже кристаллические роговообманково-сланцево-кварцевые сланцы, падающие на NW 345° под углом 80°. Далее, на значительном расстоянии, выходов коренных пород нет (скрыто под ледниковыми отложениями), а затем представлены кварцево-эпидото-хлоритовые сланцы, круто падающие на NNW 345°, а несколько выше слияния Ясатера с Алахой на правом берегу Ясатера имеются скалы светлого, средне-зернистого мусковитового гранита. Участок на месте слияния Ясатера и Алахи также, очевидно, сложен гранитами, так как и на левом берегу Алахи выходят граниты, но здесь они представлены порфиоровидной биотитово роговообманковой разностью.

Ясатер и Алаха взаимно подпуживают друг друга, поэтому выше слияния течение их спокойное, берега покрыты мелким галечником и на Ясатере, выше слияния, имеется несколько излучин, придающих этому участку характер степной реки, что составляет резкий контраст с снеговыми вершинами Чуйских альп, расположенных в непосредственном соседстве севернее.

Берега Аргута, образованного слиянием Ясатера и Алахи, сложены скалами „хлоритового гнейса“, залегающего или вертикально или круто, под углом 75°, падающего на NW 315°. Аргут вначале также представляет относительно спокойную реку, хотя и течет в скалистых берегах. Ниже на нем имеются пороги. Далее начинается степь Самаха, сложенная метаморфическими сланцами и песчаниками, имеющими, как и всюду выше по Ясатеру, северо-восточное простирание. По берегам Аргута здесь имеется три террасы, сложенные рыхлыми отложениями, при чем верхняя терраса наиболее кругая и обрывистая. Перед устьем Коксу Аргут делает резкий изгиб, врезаясь в скалы метаморфических сланцев, и Коксу в самом устье некоторое время течет навстречу Аргуту. Ниже Аргут вступает в знаменитый прорыв, отделяющий Катунские Альпы от Чуйских, где Аргут представляет весьма бурную горную реку. Спокойные участки выше прорыва и, может быть, и спокойные низовья Алахи и Ясатера, вероятно, объясняются подпуживающим действием преграды, через которую идет прорыв; преграда еще недостаточно раз-

работана, и, возможно, частичные передвижки, совершенно неуловимые, продолжаются и в настоящее время (в геологическом понимании).

На левом берегу Коксу, в 0,5 км. выше устья, имеется бурогольное месторождение третичного возраста. Не смотря на то, что здесь имеется прослой угля промышленной мощности и удовлетворительного качества, это месторождение по своему положению промышленного значения иметь не может. Кроме того, оно было уже описано (Нехорошев, 26, стр. 704). Сложные нарушения третичных слоев в этом участке были также мною описаны (Нехорошев, 23), при чем их тектоническое объяснение вызвало возражение Соболева (43). Вполне соглашаясь, что на данном участке ледник мог смять третичные слои, так как наличие ледника в прошлом здесь не вызывает никаких сомнений, я все же думаю, что тектоника была здесь также не безучастна. В южном Алтае чисто тектонические нарушения таких же третичных слоев не возбуждают сомнений; юное тектоническое происхождение Катунского и Чуйского хребтов, судя хотя бы по наличию в пониженных участках островков третичных отложений, также не возбуждает сомнений, поэтому совершенно естественно, что близ юных тектонических линий третичные отложения оказались нарушенными. Ледники, позднее занимавшие эти участки, внесли свои изменения и дополнения в нарушения и в результате получилось то сложное нарушение, которое мы наблюдаем на берегу Коксу близ устья.

Левый берег Коксу выше устья сложен такими же метаморфическими сланцами и песчаниками, какие представлены в степи Самахе; точно также сохраняется и имевшееся ранее северо-восточное простирание. Сланцы прослеживаются до рч. Яманушки, выше которой по обоим берегам Коксу представлены граниты, вначале среднезернистые, а выше по Коксу крупнозернистые и порфиroidные. Километрах в 2 выше устья Яманушки граниты сечет жила габбро-диорита. Граниты прослеживаются по Коксу до рч. Игнашихи, а далее сменяются зелеными метаморфическими сланцами, распространенными в верховьи Коксу до Коксинского озера, где маршрут сомкнулся с детальным исследованием окрестностей Рахмановских источников, произведенным И. И. Мархилевичем (16).

СТРАТИГРАФИЯ.

Метаморфическая свита.

В эту свиту на основании маршрутных исследований объединяются мощные сланцевые толщи, претерпевшие интенсивный дислокационный метаморфизм и совершенно утратившие свой первоначальный состав и внешний вид. Преобладающий цвет этих отложений зеленый, реже наблюдаются фиолетовый и серый тона, поэтому с известным правом их можно называть зелеными метаморфическими сланцами. При колоссальном распространении этих отложений в Горном Алтае, где в освещенной маршрутами части на долю их приходится почти половина всей площади, однообразный вид метаморфических толщ, прослеживаемых иногда на десятки километров, производит удручающее впечатление.

При более внимательном исследовании, и особенно при микроскопическом исследовании, в пределах этой толщи удастся, однако, подметить некоторое разнообразие. В состав этой свиты входят хлоритово-серицитово-глинистые сланцы, известково-хлоритовые сланцы, филлиты, кварцево-хлоритовые и кварцево-эпидото-хлоритовые сланцы; значительно реже встречаются, и притом в ограниченном количестве, кварциты. Что

касается пород чисто карбонатного состава, которые в условиях образования метаморфической серии должны были быть выражены мраморами, то таковых по существу почти совершенно неизвестно. Среди измененных хлоритово-глинистых сланцев встречаются сравнительно тонкие прослои мраморов, мощность которых измеряется метрами или максимум десятками метров, но положение этих сланцев говорит об их сравнительно более молодом возрасте. Конечно, поскольку в пределах данной свиты есть известково-хлоритовые сланцы, весьма вероятно, что на некоторых участках они могут оказаться и чисто известковистыми, но во всяком случае карбонатные породы не являются характерной составной частью метаморфической свиты.

Первоначальный состав слоев метаморфической свиты иногда удается установить даже при полевом наблюдении; это имеет место в тех случаях, где или сохраняется внешняя структура первоначальной породы, или даже сохраняются небольшие участки самой породы. Так, среди хлоритизированных сланцев иногда наблюдаются переходные зоны к сильно мятым порфиристам и порфиристовым туфам. Под микроскопом, как показывают исследования Мархилевич (17, стр. 76—77), удается иногда расшифровать и более однородные, сильнее измененные разности; так большинство серицитовых сланцев оказывается измененными глинистыми сланцами, затем те же серицитовые сланцы получают в результате изменения порфириров и порфиристовых туфов.

В составе метаморфической свиты Горного Алтая, при сравнении ее с аналогичными отложениями Рудного Алтая, обращает на себя внимание редкость порфиридов, указывающая на сравнительную редкость кислых эффузий. В Рудном Алтае, особенно в бассейне Убы, порфириды являются весьма распространенным и характерным элементом метаморфических отложений.

Как уже было указано, метаморфические отложения слагают значительную часть Горного Алтая. Они сложены главнейшие хребты Алтая, представляющие его наиболее высокую часть, и наиболее морфологически отчетливо выраженные хребты; Катунский и его восточное продолжение—Чуйский, с их разветвлениями, и хребты к югу от них. В пределах этих хребтов только относительно мелкие и редкие гранитные интрузии, еще более редкие порфиристовые жилы и мелкие штоки основных озмевикованных пород, и, наконец, ничтожные, уцелевшие от размыва островки более поздних эффузивов, туфов и осадочных отложений девонского возраста, известные пока только в восточной части Чуйского хребта, вносят разнообразие в монотонное геологическое строение местности.

Затем, преимущественно, отложения метаморфической свиты слагают бассейн Чулышмана и Башкауса.

Об условиях залегания отложений метаморфической свиты говорить довольно затруднительно, так как только в исключительных случаях, при наличии разнородных прослоек, удается установить истинные элементы залегания; в подавляющем большинстве случаев приходится наблюдать лишь интенсивно развитую вторичную сланцеватость, иногда создающую даже ложное впечатление истинного залегания. Большим постоянством простираение сланцеватости не отличается. Так в Катунско-Чуйских хребтах сланцеватость близка к вертикальной, имея простираение от NW 300° до NE 70° и далее до широтного.

Простираение сланцеватости метаморфической свиты в бассейне Башкауса и Чулышмана также северо-западное и северо-восточное, но замечается некоторая разница, именно, в Катунско-Чуйских хребтах и в более южных простираение сланцеватости изменяется от северо-запад-

ного до широтного, между тем как в бассейне Чулышмана и Башкауса широтного простирания сланцеватости не наблюдается, но зато имеет место меридиональное простирание. Между прочим, по прослою конгломерата на рч. Аспате (левом притоке Башкауса) наблюдалось, при северо-западном простирании сланцеватости, истинное простирание прослоя NNE 15°.

Помимо некоторого отличия в простирании сланцеватости, бассейн Чулышмана и Башкауса довольно существенно отличается по геологическому строению от строения главной горной цепи Алтая. Здесь метаморфические отложения господствуют, но не имеют такого исключительного распространения, как в главной цепи. Здесь имеется заметное количество более молодых отложений, и кроме того здесь более распространены изверженные породы, и их влияние на метаморфические отложения выразилось значительно сильнее. В этом районе, при сравнительно небольших гранитных массивах, имеются обширные, окружающие их ореолы, представленные инъицированными гнейсами. Большое площадное распространение последних, иногда на расстоянии десятка и более километров от ближайшего выхода гранитов, производит при полевом наблюдении отчетливое впечатление древних кристаллических пород, что в свое время явилось источником указаний на наличие на Алтае, в частности в Курайском хребте, гнейсов. Но уже более внимательное полевое наблюдение устанавливает несомненную связь такого рода „гнейсовых полей“ с выходами гранита, а микроскопическое исследование вполне подтверждает это (17, 1930, стр. 79). В главной цепи, именно в Катунских и Чуйских альпах, такого рода инъицированные гнейсы встречаются, и в частности, именно такая порода слагает наиболее высокий пункт Алтая — Белуху (33), но площадное распространение полей инъицированных гнейсов там невелико, и лишь редкие выходы гранитов там сопровождаются инъицированными гнейсами.

В Чулышmano-Башкаусском бассейне наоборот, площади, сложенные инъицированными гнейсами, весьма значительны, большинство гранитных выходов окружено широким ореолом инъицированных гнейсов. В этом отношении наблюдается большое сходство с Кузнецким Алатау, где выходы гранитов также сопровождаются полями гнейсов, происхождение которых самым тесным образом связано с гранитами (44, стр. 494). Если принять во внимание, что Кузнецкий Алатау является естественным северным продолжением горной страны Чулышmano-Башкаусского бассейна, то можно полагать, что такое сходство не является случайным, и что генетически оба эти участка когда-то представляли одно целое.

Весьма интересным, но вместе с тем и в высшей степени сложным является вопрос о возрасте метаморфической свиты. Маршрутные исследования бессильны дать прямой исчерпывающий ответ на этот вопрос, а потому приходится базироваться на ряде косвенных соображений. Прежде всего необходимо отметить, что для метаморфической свиты трудно провести четкие возрастные границы, как нижнюю, так и верхнюю. В пределах Горного Алтая есть участки, сложенные сильно измененными отложениями, по своему виду и составу не отличимыми от отложений метаморфической свиты. Возраст последних может быть определен как нижне-палеозойский, так как в непосредственном соседстве с ними, без видимого несогласия, залегают фаунистически охарактеризованные кембрийские и силурийские отложения. Возрастные данные укладываются в пределах кембрий—силур, может быть даже исключая верхний силур. Метаморфические отложения Рудного Алтая были в свое время названы кембро-силурийскими, так как там в то время не было известно пород древнее девона и представлялось маловероятным, чтобы метаморфиче-

ские отложения были там древнее, чем в Горном Алтае, где для некоторых участков таких отложений устанавливался кембро-силурийский возраст. Однако, геологическая карта Горного Алтая, составленная на основании маршрутов, дающая лишь общее представление о геологическом строении Алтая, отчетливо указывает на то, что кроме метаморфических отложений, тесно соприкасающихся с кембрийскими и силурийскими слоями, которые в данной главе нами не рассматривались, существуют еще обширные поля метаморфических отложений, таковой связи не имеющие.

В виду того, что кембрийские отложения в центральной и северной части Алтая представлены характерным литологическим элементом — мощными толщами мраморизованных известняков, пропустить последние даже при маршрутных наблюдениях представляется маловероятным, а между тем ни при пересечениях Катунско-Чуйского хребта, ни при маршрутах по Чулышману и Башкаусу мраморов встречено не было.

Объяснение здесь может быть двойное: 1) возраст метаморфических отложений Катунско-Чуйских альп и Чулымшано-Башкаусского бассейна отличается от возраста метаморфических отложений, соприкасающихся с кембрийскими мраморами и 2) фациальный состав Катунско-Чуйского района и района бассейна Чулышмана и Башкауса отличается от фациального состава участка, заключенного между ними (бассейна среднего и нижнего течения Катуня).

Второе предположение имеет известное вероятие для Катунских и Чуйских альп, так как все известные кембрийские отложения расположены к северу от них, южнее же кембрия пока нигде не обнаружено, но для Чулышманского бассейна это менее вероятно. Там кембрийские известняки обнаружены и с запада, и с севера и с востока от этого участка и только на юге их неизвестно. Поэтому там более вероятным представляется первое объяснение. Оно в свою очередь разбивается на два варианта: 1) отложения метаморфической серии древнее мраморизованных известняков с археоциатами среднего кембрия, 2) метаморфическая серия моложе этих известняков.

В окончательном результате можно сделать следующие выводы относительно возраста метаморфических отложений Горного Алтая: 1) возраст метаморфических отложений Горного Алтая, вероятно, в различных участках не однороден; 2) верхней возрастной границей метаморфической серии можно принять верхний силур; 3) нижняя граница остается менее определенной и в различных участках метаморфические слои могут быть ниже-силурийского, верхне-кембрийского, может быть в отдельных участках — средне-кембрийского возраста, большей частью представленного известняками. Возможен и ниже-кембрийский возраст, фаунистически в Горном Алтае нигде еще не доказанный, а потому литология его остается неизвестной. Наконец нельзя категорически исключать для этих слоев и альгонкский возраст. В последнем случае, однако, необходимо оговориться, что бесспорных следов перерыва или несогласия в пределах метаморфической серии не установлено и метаморфизм ее, за исключением особых случаев, в общих чертах однороден. В этом отношении в ранее опубликованную мною заметку о „Кембрии и докембрии“ (21) приходится внести существенный корректив в том смысле, что микроскопические исследования указали на более молодой возраст гнейсов Алтая, являющихся инфицированными гнейсами, а сильное изменение конгломерата с мятой кварцевой галькой, как показали те же исследования, следует объяснять контактовым воздействием.

Если обратиться к аналогичным отложениям соседних мест, то метаморфическую свиту Алтая с большой долей вероятности можно отожде-

ствить с саянской свитой Западных Саян. К сожалению это не дает вполне определенного решения вопроса, так как возраст саянской свиты едва ли может считаться окончательно установленным. Одно время возраст саянской свиты казался бесспорно докембрийским, затем были внесены поправки о возможности огнесения по крайней мере части этой свиты к кембрийскому возрасту, и, наконец, в самой последней работе Баженов приписывает метаморфическим сланцам Саян ниже-силурийский возраст (2, стр. 64—65), хотя сам автор указывает, что прямых, бесспорных доказательств этого у него не имеется. Таким образом аналогия с непосредственными соседними территориями не вносит определенности в вопрос о возрасте метаморфической свиты, и возраст ее для различных мест Горного Алтая, впредь до получения новых фактических данных, приходится принимать в довольно широких границах от возможного докембрия до верхнего силура.

Кембрий.

Древнейшие фаунистически охарактеризованные отложения Горного Алтая принадлежат кембрию, характерную археоциатовую фауну которого впервые в центральных частях Алтая удалось обнаружить во время экспедиции 1926 г. По определению А. Г. Володина наиболее вероятно, что возраст этой фауны средне-кембрийский. Археоциаты были обнаружены в верховьях рч. Ак-Саусканды притока Сумульты. Там имеются скалы разнообразного, белого, серого, розоватого и с черными потеками мраморизованного известняка, сильно перемятого, падающего на SW 230° под углом от 75° до 90°. Археоциаты обнаружены в темной, менее измененной разности мрамора.

В 1927 г. мраморизованные серые известняки с археоциатами были обнаружены Комаровым по рч. Сарасе у Чуйского Тракта (12, стр. 2). За пределами рассматриваемой нами местности, но в непосредственном соседстве с ней, на северном побережье Телецкого озера археоциаты в известняках были обнаружены М. А. Кузьминым еще в 1925 г. (личное сообщение).

К сожалению ни Ак-саускандинское обнажение, ни Сарасинское пока не удалось непрерывно проследить до следующих характерных слоев, и поэтому дальнейшие построения не имеют пока под собой бесспорного основания, но они, по совокупности имеющихся данных, представляются наиболее вероятными.

Я считаю возможным относить к кембрию черные битуминозные воноучие известняки, частью переслоенные с кремнями, частью замещенные последними. Свита этих известняков имеет солидную мощность и, как это видно из описания главнейших разрезов, главным элементом ее являются известняки, а затем кремни. Последние в значительной мере несомненно сингенетического происхождения; тонкое, листоватое переслаивание известняка с кремнем, постепенно переходящее в чередование слоев известняка и кремня и, наконец, в чередование мощных пачек кремня и известняка трудно объяснить одним последующим замещением. Несомненно, конечно, что имеются и вторичные кремни, и нередко приходится наблюдать, как пласт известняка по простиранию переходит в кремь совершенно незаметно, сохраняя видимую структуру известняка. Такое замещение вполне естественно при обилии кремнезема в данной свите, который мигрировал в известняковые слои вместе с проникавшими в эту свиту подземными водами. Однако, было бы ошибкой на основании этого считать все кремни вторичными.

Черные битуминозные известняки, переслоенные с кремнями, прослеживаются на значительном расстоянии по Катуню, при чем от них

отделяются известняки (мраморы), кремней не содержащие, вблизи контакта с гранитами обогащенные графитом (у д. Талды на Катунь). Эти известняки отделены от черных битуминозных известняков свитой порфиринов и метаморфических сланцев. На основании имеющихся в нашем распоряжении данных можно полагать, что мраморизованные известняки без кремней, там, где в них фауны не найдено, являются аналогами археоциатовых известняков. Вопрос о взаимоотношении с ними битуминозных известняков с кремнями непосредственными полевыми наблюдениями при маршрутном исследовании выяснить не удалось. Ряд косвенных соображений говорит, однако, за то, что битуминозные известняки по возрасту не могут сильно отличаться от археоциатовых. Дело в том, что битуминозные известняки с кремнями всюду сопутствуют известнякам без кремней. Это наблюдается по Катунь, это имеет место и по Ак-Саусканде, где был впервые в центре Алтая установлен кембрий, это же прослеживается на водораздельном пространстве системы Кадрина, Сумульты и Башкауса, и, наконец, те же свиты совместно встречены по Чуйскому тракту на участке Курай-Боротал. Такое совместное нахождение их определенно указывает на то, что они имеют общую геологическую историю и не отделены одна от другой стратиграфическим перерывом или тектонической фазой. Весьма любопытным является то обстоятельство, что в южной половине Алтая ничего подобного этим свитам нигде не встречено, а между тем их литология настолько характерна, что не обратить на нее внимания не могли не только геологи, но даже, работники другой специальности, пересекавшие Алтай.

При разрешении вопроса о возрасте битуминозных известняков с кремнями, именно вопроса о том, можно ли их отнести к кембрию и в таком случае моложе они или древнее известняков с археоциатами, из-за отсутствия в них окаменелостей, приходится базироваться на косвенных соображениях.

В исследованном районе распространения битуминозных известняков с кремнями по левобережью Катунь по рч. Ынырле в ручье, среди галек исключительно известняка и кремня, встречена окатанная известковая колония кораллов, сильно измененных, а потому ближе неопределимых, которые можно лишь отнести к группе *Tabulata*. Ни в верхнем силуре, ни в девоне на Алтае кораллов такого строения пока нигде не известно, и это дает известное право полагать, что этот коралл более древний. В кембрии кораллов пока неизвестно, поэтому условно можно принять, что возраст его ниже-силурийский. Трудно конечно, поручиться за то, что известняки и кремни по Ынырле те же, что и по Катунь, но известная вероятность этого имеется. Таким образом, по косвенным соображениям, мы можем фиксировать возраст битуминозных известняков с кремнями в пределах: средний кембрий—низы силура. В виду того, что они совместно встречаются с кембрийскими известняками, на обзорной геологической карте они закрашены кембрием.

Битуминозные воючие известняки с кремнями встречаются не только на Алтае, но имеют широкое распространение к северу и к северо-востоку. Вопрос об их возрасте естественно привлекает внимание исследователей, и при этом существует два резко противоположных мнения. Одни исследователи придерживаются той точки зрения, что эти известняки с кремнями бесспорно докембрийские, при чем кембрий отделен от них по крайней мере одной тектонической фазой. Эта точка зрения с особой настойчивостью проводится Чураковым (46) и к ней присоединяются также некоторые сибирские геологи во главе с Кузьминым, который в сводной работе резко отделяет темные битуминозные известняки с микрокварцитами от кембрия (14). Иная точка зрения

Эдельштейна и Вологодина, которые полагают, что битуминозные известняки с кремнями относятся к кембрию, и во всяком случае никакого перерыва между ними и известняками с кембрийской фауной не существует (6). По данным Вологодина, среди полей докембрия на карте Кузьмина, ему при обработке фауны удалось установить бесспорное нахождение археоциат, подтверждающих кембрийский возраст этих толщ (личное сообщение).

Возраст алтайских битуминозных известняков с кремнями, конечно, тот же, что и возраст аналогичных отложений соседних на севере и и северо-востоке территорий, и поэтому естественно вопрос о возрасте может быть разрешен лишь в общем масштабе. Наши данные говорят о том, что никакой орогенической фазы между кембрием и известняками с кремнями не было, а находка фаунистических остатков, пока правда не *in situ*, дает известное право говорить о том, что битуминозные известняки во всяком случае не древнее, а скорее моложе известняков с археоциатами.

Косвенным указанием на более молодой возраст битуминозных известняков с кремнями по сравнению со светлыми известняками, в которых по Ак-Саусканде и по Сарасе найдены археоциаты, помимо отмеченного нахождения кораллов в выносах ручья, может также служить наличие в толще битуминозных известняков с кремнями конгломеративного прослоя, с гальками белого известняка и порфирита. Последнее свидетельствует о том, что в момент отложения битуминозных известняков белые известняки были уже отложены и подвергались частичному размыву. То же самое можно сказать и по отношению к порфиритам, которые, очевидно, излились ранее отложения битуминозных известняков. Это последнее обстоятельство является весьма любопытным, так как дает объяснение происхождению кремней в толще битуминозных известняков, которые, как это отчетливо видно в разрезе, в некоторых случаях образовались одновременно с известняками.

Вопрос об образовании кремней имеет большую литературу; около него, как образно выразился Самойлов (37), все еще продолжают споры нептоунистов и плутонистов. Дело в том, что существует две основных точки зрения на послышное одновременное с окружающей породой образование кремней. Одни авторы приписывают такого рода кремням неорганическое происхождение, считая, что кремнь образовался за счет выпадения и осаждения на дне моря геля под влиянием действия морской воды, другие полагают, что накопление кремнезема происходит при непосредственном участии организмов с кремневыми скелетами, улавливающих ничтожные количества кремнезема, содержащиеся в морской воде, накапливая его на дне моря своими отмирающими скелетными частями.

В различных случаях, вероятно, имеют место различные причины. Кремнь, состоящий из скелетов кремневых организмов, достаточно убедительно говорит об органогенном происхождении, но полное отсутствие кремневых скелетов еще не может служить доказательством отложения кремня без участия организмов, так как тонкая скелетная структура (например диатомей) могла быть уничтожена при последующих перемещениях кремнезема. Тем не менее в литературе указываются случаи бесспорного отложения кремнезема на дне моря без всякого участия организмов (52, 55). Кроме вопроса об органическом, или неорганическом происхождении кремня, весьма существенным является вопрос о первоисточниках кремнезема. Дело в том, что в морской воде кремнекислоты почти совершенно не имеется, а между тем для образования кремней требуются солидные количества кремнекислоты вне зависимости от ее

органического или неорганического происхождения. Морская вода, как это установлено опытами Moore et Mayhard, при соприкосновении с раствором, содержащим кремнекислоту, осаждает коллоидный кремнезем, при чем это осаждение происходит тем быстрее, чем более концентрирован раствор. Пресная речная вода, наоборот, содержит заметное количество растворенной кремнекислоты, и подсчеты показывают, что реки всего земного шара выносят в океан ежегодно около 319 милл. тонн кремнекислоты (55).

В виду того, что морская вода довольно быстро осаждает принесенный кремнезем в виде геля, естественно, что попадать в открытое море, удаленное от источников привноса, последний может лишь в ничтожных количествах. Вполне естественным также является и то обстоятельство, что при всех прочих равных условиях организмы с кремневыми скелетами, кроме случаев, когда они способны извлекать кремнезем за счет расщепления аллюмо-силикатов, будут предпочитать те участки моря, где содержание кремнезема более богато.

В виду того, что кремнезем в речной воде в большинстве случаев содержится лишь в малых количествах, весьма возможно, что попадая в море, он, ранее чем успеет выделиться в виде геля, что при слабых растворах происходит довольно медленно, успевает поглотиться кремневыми организмами, и в таком случае будут полностью правы сторонники органического происхождения кремней. В других случаях, как это например имеет место с каменноугольными кремнями Дербишайра, они образовались вблизи береговой линии путем непосредственного выпадения студенистой массы кремнезема, принесенного речной водой (55).

Для нашего случая, однако, ни тот ни другой случай, имеющие одну и ту же причину,—привнос кремнезема речной водой, вряд ли применимы. В нашем распоряжении нет данных, которые говорили бы о близости береговой линии в то время, и поэтому источники кремнезема здесь должны быть другие. В литературе мы имеем указание на случаи, аналогичные нашему. Ряд авторов указывает, что источником привноса кремнекислоты могут быть подводные вулканические извержения, с которыми связаны выделения значительных количеств кремнекислоты (Samrson, 54a, Kania, 51, Richards & Bryan, 54).

Последнее объяснение вполне приложимо к тем данным, какими мы располагаем на Алтае. Там, в этой толще, среди известняков имеются древние лавы, которые очевидно излились на дне моря. Вместе с тем связь окремнения с интенсивностью проявления подводных излияний может быть в значительной мере объясняет и то обстоятельство, что несмотря на бесспорный пластовый характер кремней в толще, относимой нами к кембрию, в горизонтальном направлении отдельные прослои, повидимому, большому постоянством не обладают.

В низовьях Бухтармы (юго-западный Алтай) известняки нижнего карбона отделены от подстилающей их толщи глинистых сланцев (тарханской свиты) мощной толщей эффузивов, и в этих известняках мы имеем, на ряду с случаями бесспорного вторичного окремнения, пластовые линзы кремня, говорящие скорее об одновременном происхождении кремня с известняком. Километров через 100 к северо-западу от этого места, в той же полосе карбона, эффузивов, подстилающих известняки, не имеется и последние незаметно постепенно сменяются ниже глинистыми сланцами. Вместе с отсутствием эффузивов здесь отсутствуют и кремни, указывая на тесную связь образования кремней с вулканическими или, в данном случае вернее, с поствулканическими процессами.

Не исключена возможность, что отсутствие проявления вулканизма имело место и на различных участках кембрия в пределах западной Сибири, и это обстоятельство может быть и служит основанием разделения одной и той же толщи на две, резко различные на основании наличия или отсутствия кремней. Более детальные исследования Алтая, начатые в последние годы, надо надеяться позволят, наконец, вплотную подойти к разрешению этого спорного вопроса.

Кембро-силур.

Если выше, в достаточной мере условно, к кембрию была отнесена толща битуминозных известняков с кремнями, то еще более условной является та толща, которую мы относим к кембро-силуру. Должен оговориться, что кембро-силур Рудного Алтая имеет совершенно иное строение и в значительной мере иной литологический состав. Там это наименование было присвоено метаморфической толще для того, чтобы отчетливо показать ее отличие от каменноугольных и девонских отложений, к которым одно время относили эту толщу. Ни кембрия, который там не обнаружен и по сие время, ни силура, который установлен позднее, в то время в Рудном Алтае известно не было, но вместе с тем было отчетливо видно, что и по условиям залегания и по степени метаморфизма эти толщи иные, чем соседние девонские и каменноугольные. В современном понимании „кембро-силур“ Рудного Алтая правильнее относить просто к метаморфической серии, оставив вопрос о более точном выяснении возраста до полного исследования Алтая.

В пределах Горного Алтая к кембро-силуру относятся достаточно интенсивно метаморфизованные отложения, которые по их положению можно считать лежащими выше известняков с кремнями (при вертикальном залегании вопрос этот не может считаться бесспорным). В состав их входят филлитизированные и хлоритизированные глинистые сланцы, по своему характеру во многих случаях не отличимые от тех, которые условно отнесены к метаморфической свите (табл. I, фиг. 1). Наиболее существенное отличие от последней заключается в том, что в толще кембро-силура имеются многочисленные, главным образом основные эффузивы. Хотя в большинстве случаев эти эффузивы изменены достаточно сильно, но все же они сохраняют свой внешний облик, чего нельзя сказать про эффузивы метаморфической толщи, распознаваемые только под микроскопом и то далеко не во всех случаях. Затем в этой толще кембро-силура имеются известняки, мощность которых по сравнению с кембрийскими невелика, но в отдельных случаях может измеряться десятками метров (табл. I, фиг. 2). На прилагаемой обзорной карте к кембро-силуру отнесены отложения вдоль нижнего течения Катунь, где они соприкасаются с кембрийскими отложениями и представлены эффузивами и измененной глинисто-сланцевой толщей. Кембро-силур выделен в Теректинском хребте, где представлен тот же комплекс несколько иного состава, и в большем количестве встречаются известняки. Затем к той же серии отнесены породы, слагающие Сальджарский и Курайский хребты, где главное развитие имеют филлитизированные глинистые сланцы. Наконец, имеются отдельные мелкие пятна, например, по Чулышману и в верховьях Урсула.

Вероятно в отдельных участках возраст отложений, отнесенных условно к кембро-силуру, не одновременен и, можно думать, что, например, филлитизированные сланцы Курайского хребта окажутся моложе отложений, слагающих Теректинский хребет. Вместе с тем, однако, можно полагать, что возраст ни тех ни других не выйдет за те крайние воз-

растные пределы, в которые помещена эта серия. В этом отношении мы имеем то же, что было и с метаморфической серией, с той лишь разницей, что здесь пределы более узкие; там амплитуда от возможного альгона до силура, здесь же от верхнего кембрия до верхнего силура, и если в том случае мы знаем только верхнюю возрастную границу (в достаточной степени условную), то в данном случае мы имеем и нижнюю границу.

При попытке параллелизовать данную свиту с первыми свитами Горного Алтая, данными Обручевым (32b), она может быть в известной степени параллелизована с чергинской свитой, с той лишь разницей, что большая часть известняков, которые Обручев относит к чергинской свите, нами частью определено, частью в значительной мере условно, относится к кембрию. Большая часть отложений этой свиты при более детальном исследовании, вероятно, окажется силурийской и в частности ниже-силурийской, но сейчас провести границу между кембрием и силуром и выделить нижний силур невозможно.

Силур.

В пределах Горного Алтая фаунистически доказанным является пока лишь верхний силур. Фауну нижнего силура, обнаруженную в Рудном Алтае (31), в Горном Алтае при маршрутном исследовании обнаружить не удалось и, как уже было указано, те отложения, которые с значительной долей вероятности можно считать ниже-силурийскими, пока, за неимением бесспорных данных, не выделяются из кембро-силура.

При взгляде на обзорную геологическую карту обращает на себя внимание следующая особенность в распространении силурийских отложений—они представлены в виде расширяющейся к северо-западу полосы, зажатой между более древними отложениями. Восточнее полосы кембрия и кембро-силура вдоль Катунь силур известен лишь в одном пункте—на рч. Эжеме в верховьях Абакана, но там не исключена возможность и более молодого возраста. В других местах, к востоку от Катунь, силура не известно. Точно также силур (верхний) почти совершенно неизвестен и далее на востоке в Саянах. Весьма возможно, что там он представлен иной более мелководной или даже континентальной фацией, а потому установить его значительно труднее.

В пределах указанной полосы литологический состав силурийских отложений также подвержен значительным колебаниям. Наиболее мощные силурийские отложения и вместе с тем наиболее полно фаунистически охарактеризованные мы имеем в западной части Горного Алтая, в бассейне верхнего течения Чарыша и Ануя. Сводный схематический разрез силурийских отложений в окрестностях с. Черный Ануй следующий (сверху вниз):

Мощные светлые известняки с прослоем, переполненным *Conchidium* ex gr. *Knighti*, мощность свыше 100 м.
 Черные известняки, ниже переходящие в серые, с мелкими *Pentamerus*, а также с редкими *Halysites*, *Favosites* и строматопорами, мощность неск. сотен „

Вероятно ко второй половине этого разреза принадлежат известняки и глинистые сланцы выше с. Черного Ануя, содержащие несколько прослоев с разнообразной фауной брахиопод и кораллов табулят (см. описание разреза у с. Черный Ануй). Детальное исследование этих отложений, вероятно, позволит их расчленить на отдельные свиты, как это сделано

для Тигереецкого района Никонновым (32). По литологии и по составу фауны между Тигереецким разрезом и разрезом у Черного Ануя намечается весьма большое сходство.

Вышеуказанные силурийские отложения подстилаются песчаниками, переслаивающимися со сланцами, и сравнительно редкими тонкими известняками.

Восточнее литологический состав силурийских отложений несколько иной; по общему впечатлению намечается, что количество извести по мере движения на восток постепенно убывает и, если в пределах Канской и Ебаганской степей плотные чистые известняки еще встречаются, то видимая их мощность уступает таковой у Черного Ануя, а далее на восток, вдоль Чуйского тракта, среди отложений с верхне-силурийской фауной, чистых известняков почти совершенно не имеется. Правда, там имеются значительной мощности толщи известняка, как например Белые бомы, где мощность измеряется во всяком случае сотнями метров, но возраст их пока совершенно не известен. В другом участке, где также имеются довольно солидные известковые толщи (западнее Белого бома), возраст их на основании наличия энкринитов может определенно считаться не старше силура, но в нашем распоряжении нет данных, позволяющих утверждать, что эти известняки верхне-силурийские, а не ниже-силурийские.

Несомненно верхне-силурийскими являются отложения ур. Яр-балыка, начинающиеся сланцеватыми известняками с *Rosenella* sp., мощностью метров до 150, выше переходящими в мергели серые и желто-розоватые с *Halysites*, *Favosites*, *Clathrodictyon vesiculosum*. Мощность всей свиты, включая и нижние сланцеватые известняки, метров 700—800. Выше силурийских слоев в Чуйском разрезе залегают порфириды и туфы, чем этот разрез также отличается от западного, где в верхах силура эффузивы не представлены.

В верховьях Абакана (на рч. Эжеме) разрез предположительного верхнего силура отличается и от Черно-Ануйского и от Чуйского. Там, правда, представлены солидной мощности известняки, переслоенные с измененными глинистыми сланцами и порфиридами, но фаунистический состав этих известняков иной, чем в двух указанных пунктах, которые сближает между собой при различии литологического состава общность фауны табулят и строматопор.

Кроме фациальной разницы есть разница и в степени смятия. В западных участках, например в районе Черного Ануя, силурийские отложения смяты в складки с углами падения 40—60°, реже наблюдается более крутое и вертикальное падение. Иное положение в восточных участках по Чуе и в верховьях Абакана; здесь наиболее обычное залегание вертикальное или близкое к вертикальному, меньше 70° углы падения наблюдаются лишь в виде исключений.

История открытия алтайского силура довольно поучительна. В середине прошлого столетия значительная часть алтайского палеозоя была отнесена к силуру и, как показывают новейшие наблюдения, для этого были известные основания. Затем, в восьмидесятих годах прошлого столетия всюду, где силурийский возраст не мог быть бесспорно доказан, силурийские отложения переименовали в девонские. Алтай не избежал этой общей участи, и некоторые пункты, где силур был ранее установлен (и вполне правильно), позднейшие авторы, правда без детального переисследования фауны, стали бесспорно считать девоном (например в Тигереецком районе) (31).

При маршрутном исследовании 1925 г. удалось фаунистически (находкой *Halysites*) доказать широкое распространение силура в Горном

Алтае (Нехорошев, 19, 20). При этом, как это было видно из предыдущего, лучший и наиболее полный разрез силура представлен в окрестностях с. Черный Ануй, т.е. в том самом месте, на которое, как на классический пункт развития нижнего девона, ссылались в своих работах геологи б. Кабинета (44, стр. 441).

Интересно, что уже первые беглые сборы фауны в окрестностях с. Черного Ануя казались бы должны были вполне определенно решить вопрос о наличии там силура, так как в кратком отчете о поездке в 1882 г. Поленова и Соколова авторы упоминают в с. Черном Ануе известняки с фауной, где найдены *Favosites* и *Halysites* (36, стр. 8). Несмотря на то, что один из этих авторов (Поленов) в дальнейшем исследовал этот район, первая находка была забыта или игнорирована, и, в согласии с господствовавшим воззрением, Черный Ануй стал опорным пунктом для доказательства девонского возраста всех древних толщ Алтая. Удивляться этому впрочем особенно не приходится, так как тогда, особенно среди геологов б. Кабинета, авторитеты были выше фактов, и один из геологов, веря больше авторитетам, весьма старательно доказывал по поводу находки в Салаире археоциат, что последние могут быть и в девоне (34).

В заключение должен отметить, что факт „восстановления“ силура в районе Черного Ануя принадлежит не мне, а бывшему Бийскому краеведу и педагогу, ныне геологу Зап.-Сиб. РГРУ И. П. Комарову, который весной 1925 г. перед моей поездкой в Горный Алтай, указал мне, что им во время экскурсии в 1924 г. в окрестностях Черного Ануя были собраны силурийские окаменелости с *Halysites*.

Девон.

Самых низов девона в Горном Алтае пока нигде не установлено, так как те „классические“ пункты, откуда ранее указывалась нижне-девонская фауна, оказались, как это видно было из предыдущего, верхне-силурийскими. Остается под вопросом возраст известняков с фауной в верховьях Абакана (Эжеме), которые были условно отнесены к верхам силура, но бесспорных данных, позволяющих утверждать это, не имеется, и по фауне эти отложения с таковым же правом можно отнести и к девону.

Наиболее древние девонские отложения, охарактеризованные типичной морской фауной, возможно, принадлежат еще нижнему девону, но уже повидимому верхнему ярусу нижнего девона. Они представлены в северо-западной части Алтая, где более полно был изучен разрез по ключу Пашенному близ с. Солонечного. Разрез здесь следующий (сверху вниз):

Зеленоватые песчаники и глинистые сланцы с

Atrypa reticularis L.,
Spirifer, *Phacops*.

Известково-глинистые сланцы с прослоями, выполненными колониями
Favosites.

Черные известняки с

Favosites,
Pachypora,
Stromatopora;

здесь же найден

Amplexus altaicus Dyb.

Зеленые известковистые и глинистые сланцы, содержащие:

Phacops sp.,
Pleurodictyon cf. *problematicum*,
Atrypa sp.,
Semicoscium sp.

Известняки, ниже переходящие в брекчиевидные, в них встречаются главным образом

Favosites и *Pachypora*.

Общая мощность приведенного разреза значительна и во всяком случае измеряется сотнями метров. Залегание, по сравнению с соседними (в Черном Ануе) силурийскими отложениями, более спокойное, углы падения обычно небольшие, в исключительных случаях достигают 60—70°, обычно 25—30° и нередко 10—15°.

Взаимоотношения с нижележащими отложениями к сожалению выяснить не удалось, точно так же, как не удалось выяснить пока взаимоотношения девона с силуром в Рудном Алтае, где эти отложения изучены детально. Более молодых девонских отложений в западной части Алтая во время маршрутного исследования встречено не было, так как известняки и сланцы, встреченные в нескольких пунктах, и содержащие девонские кораллы, повидимому, все более или менее одного возраста.

В других частях Алтая с известной долей вероятности к верхам нижнего девона можно относить низ разреза по р. Чуе у Бердыбаша. Непосредственного стратиграфического перехода от силура к девону в этой части Алтая также не имеется. Верхне-силурийские слои прикрыты порфиритами и их туфами, а затем, в другом участке, на туфогенные отложения налегают Бердыбашские морские слои с фауной, где имеем следующий разрез сверху вниз (более подробно приведенный в описании маршрутов):

Темносерые и черные известняки и глинистые сланцы содержащие

Spirifer cheechiel de Kon.,
Spirifer martianofi Stuck.,
Leptaena rhomboidalis Wilk.,
Athyris aff. *concentrica* Buch.,
Polypora cf. *latitruncata* Hall,
Reteporina rhombifera Hall,
Hemitrypa cylindrica Nekh.,
Hemitrypa cf. *mongolica* Nekh.,
Lioclema berdybaschensis Nekh.,
Monotrypella (?) *abrupta* Hall,
Fistulipora maculosa Hall,

а также *Rugosa* и *Tabulata*.

Мощность около 500 м.

Серые глинистые, песчано-глинистые и углистые сланцы (в середине есть более песчаная разность с волноприбойными знаками), содержащие редкую фауну:

Atrypa reticularis L.,
Spirifer sp.,
Chonetes sp.,
Orthoceras sp.,
Lioclema kysiltaschica Nekh.,
Lioclema maculata Nekh.,
Lioclema intermedia Nekh.

Мощность около 500 м.

Серые и бурые глинистые и известковистые сланцы, ниже переходящие в черные известняки и пестрые глинистые сланцы с фауной:

Spirifer cf. sulcatus Barr.,
Spirifer aff. cheechiel de Kon.,
Atrypa reticularis Linn.,
Fenestella cf. spio Hall,
Polypora obliqua Hall, var. *elegantula* Nekh.,
Hemitrypa tubulosa Nekh.,
Semicoscinium striatum Nekh.,
Lioclema polenovi Nekh.,
Fistulipora aff. unilinea Hall,
Stromatopora concentrica var. *colliculata*,
Favosites (несколько видов),
Pachypora aff. cervicornis Blanv.

Мощность около 300 м.

Верхняя часть разреза по своему фаунистическому составу не возбуждает сомнений в принадлежности к среднему девону, состав средней части мало характерен, так как фауна бедна и содержит те же формы, что внизу и сверху. Что же касается низов разреза, то имеется известное сходство фаунистического состава с верхами разреза, что при большом литологическом сходстве наводит на сомнение — нет ли тут повторяемости. Однако, как это было выяснено в описании данного разреза, более тщательный анализ фауны позволяет наметить определенные отличия фауны. Близость фауны указывает лишь на то, что промежуток времени между отложением низов и верхов был сравнительно невелик. Следовательно нижние горизонты данного разреза могут быть либо низами среднего, либо верхами нижнего девона. Бердыбашские девонские отложения дислоцированы весьма интенсивно и залегают вертикально или почти вертикально (табл. I, фиг. 3). И состав фауны, а отчасти и литологический состав Бердыбашского девона, довольно резко отличается от девона северо-западного Алтая; различаются они и по степени смятия. Единственное общее, что сближает их, это то, что самих низов девона не известно ни здесь, ни в Рудном Алтае (Нехорошев, 27, стр. 521).

Это обстоятельство вполне определенно указывает на то, что между силуром и девоном на Алтае имел место перерыв в отложении.

В восточной части исследованной площади Горного Алтая, вернее в северо-восточной, морские девонские отложения, охарактеризованные фауной, нигде обнаружены не были. По аналогии с соседними, лучше изученными местами в Саянах и Минусинской котловине, есть все основания мощную пестроцветную толщу с значительным количеством эффузивного материала, имеющую значительное распространение в северо-восточном Алтае, относить к девону. Возраст этой толщи в различных пунктах конечно далеко не однороден, и в одних местах континентальные и эпиконтинентальные отложения стали отлагаться еще в верхах силура и продолжались затем в девоне, в других — начало отложения приходится на нижний девон.

В центральных частях Горного Алтая, на водоразделе системы Катунь и Бий, пестроцветная толща начинается сланцами, песчаниками и конгломератами, с крупной до 30 см. диаметром, галькой эффузивов и известняков. Мощность конгломератов достигает метров 150, на них налегают зеленые и фиолетовые филлитизированные сланцы, а выше покров плагиоклазового порфирита. Выше преобладают эффузивы и туфы, среди которых встречаются песчаники, сланцы и тонкие прослои доло-

мита (доломитизированного известняка (?)). Органических остатков, за исключением „ходов червей“, в этой толще обнаружить не удалось. По литологическому составу эта толща может быть параллелизирована с нижней красноцветной толщей Минусинского края; она также прибрежного или наземного происхождения. В виду того, что верхне-силурийских отложений в этой части Алтая не известно, в возрастном отношении здесь мы имеем то же положение, что и в Минусинском районе; низы этой пестроцветной толщи возможно принадлежат верхнему силуру, а далее тот же континентальный характер осадков продолжал оставаться и в низах девона. Очевидно, в это время история развития восточной части Горного Алтая не отличалась от таковой в Саянах.

В центральных частях Горного Алтая неизвестно более молодых морских отложений; последние обнаружены несколько южнее в Восточном Алтае по северной окраине Чуйской степи. Там мы имеем следующий разрез отложений, относимых к девону: внизу мощная туфогенная толща (нижняя граница ее неясна, так как в изученном разрезе она соприкасается с более древними породами тектонически). Выше туфогенная толща постепенно обогащается песчаниками и сланцами и принимает характер красноцветной толщи. Мощность этой песчано-глинистой свиты метров 500. Выше в песчано-глинистых отложениях начинают появляться прослой известняков с фауной, вначале тонкие, а выше постепенно утолщающиеся, достигая в верхней известковой пачке метров 50. В верхних частях этой свиты, помимо красноцветных и серых песчаников, глинистых сланцев и известняков, имеется покров мелафиров и туфов. Мощность всей свиты измеряется сотнями метров. Более точно установить мощность, при беглом исследовании, не удалось, так как разрез сильно осложнен многочисленными разрывами и смещениями. Весь характер отложений вполне определенно говорит о том, что здесь мы имеем мелководные отложения прибрежной зоны, где мощность отдельных пластов по удалении быстро меняется, и весь состав постоянством не обладает. Фауна нижних тонких известковых прослоек не содержит характерных элементов, позволяющих определенно решить вопрос о том, к какому отделу девона относятся эти отложения. Более обильна фауна верхнего мощного известнякового горизонта. Фауна этого горизонта указывает на то, что в возрастном отношении он находится между верхами среднего и низами верхнего девона. На прилагаемой карте эти отложения показаны как верхне-девонские, а нижние слои, содержащие фауну несколько отличную от фауны верхних слоев, условно отнесены к среднему девону.

Как это видно из прилагаемого списка фауны, между данным разрезом и Бердыбашским, за исключением форм с большим вертикальным распространением, других общих форм не имеется и, вероятно, здесь мы имеем более высокие горизонты, чем в верхах Бердыбашского разреза.

В верхах этого разреза представлена гораздо более обильная ниже-следующая, главным образом, брахиоподово-мшанковая фауна:

- Alveolites.*
- Anathyris Helmerseni* Buch,
- Atrypa spinosa* Hall,
- Athyris spiriferoides* Eaton,
- Chonetes setigera* Hall,
- Cyrtina hamiltonensis* Hall,
- Productus subaculeatus* Murch.,
- Productus aff. murchisonianus* de Kon.,

Retzia Lopatini Stuck.,
Schizophoria ex gr. *striatula* Schloth.,
Spirifer mucronatus Conrad,
Spirifer aff. *tenticulum* Vern.,
Stropheodonta concava Hall,
Chonetes setigera Hall,
Hemitrypa bugusunica Nekh.,
Hemitrypa cylindrica Nekh.,
Reteporida adnatiformis Nekh.,
Semicoscinium altschedaticum Nekh.,
Semicoscinium kysilschonicum Nekh.

По Бугусуну в низах разреза мы имеем следующую фауну:

Anathiris Helmerseni Buch,
Athyris sp.,
Atrypa spinosa Hall,
Atrypa n. sp.,
Dalmanella aff. *tioga* Hall,
Hypothyris venustula Hall,
Leptaena rhomboidalis Wilck.,
Meristella doris Hall,
Orthotetes ex gr. *umbraculum* Schloth.,
Pentamerus altaicus Nal.,
Productus arctirostatus Hall,
Productus Nekhoroschewi Nal.,
Productus subaculeatus Murch.,
Schizophoria impressa Hall,
Spirifer macrothyris Hall,
Spirifer medialis Hall,
Reteporina carinostriata Nekh.,
Reteporina (?) *nodata* Nekh.,
Semicoscinium bugusunicum Nekh.,
Semicoscinium altaicum Nekh.,
Isotrypa tuberculata Nekh.,
Hemitrypa devonica var. *granulosa*,
Goniocladia antiqua Nekh.,
Lioclema,
Fistulipora,
Monotrypella.

Близость береговой линии отчетливо выражена в литологическом составе в виде грубого обломочного материала среди известковистых песчаников, с отдельными гальками, обросшими мшанками, что указывает на отложение в мелководной зоне, подверженной волнению. Эта близость берега подтверждается еще тем обстоятельством, что несколько восточнее Л. И. Семихатовой были найдены растительные остатки, которые по данным А. Н. Криштофовича, указывают на верхнедевонский возраст (личное сообщение Л. И. Семихатовой). Поэтому где то в непосредственной близости имела суша, покрытая растительностью.

Характер залегания бугусунской свиты среднего и верхнего девона, за исключением участка интенсивного нарушения у тектонической границы с более древними отложениями, значительно более спокойный, так как самые верхи свиты имеют углы падения всего лишь 25—30°. По мере приближения к тектонической зоне углы падения возрастают:

и, наконец, падение становится вертикальным. Между тем бердыбашская свита имеет всюду падение близкое к вертикальному.

В других местах Горного Алтая, освещенных маршрутами, условно к верхнему девону можно отнести сланцы с фауной (*Productus* cf. *murchisoniana*, *Spirifer* sp., *Lioclema occidens* Hall) по Чуйскому тракту, между Яр-балыком и Бердыбашем. По первому впечатлению эти сланцы лежат на зеленых и фиолетовых эффузивах, в свою очередь лежащих на верхнем силуре, но по всей вероятности это залегание не стратиграфическое, и верхне-девонские сланцы представляют тектонический клин между более древними отложениями.

Ни в каких других пунктах фаунистически охарактеризованных девонских отложений встречено не было. Условно к верхам девона можно относить те пятна пестроцветных и эффузивных отложений с кварцитами, которые в виде небольших, разрозненных, уцелевших от размыва клочков имеются кое-где в Чуйских альпах (рис. 4). Затем предположительно к верхнему же девону можно отнести серые туффиты и сланцы и красные песчаники в верховьях Абакана.

Низы верхнего девона являются наиболее молодыми морскими отложениями Горного Алтая. В верхнем девоне море отступило к юго-западной окраине Алтая, где имеются и ниже-каменноугольные морские отложения, а Горный Алтай более уже никогда морем не заливался. Вместе с тем в пределах Горного Алтая мы пока не знаем и континентальных верхне-девонских отложений, аналогичных например минусинским. Представлял ли Алтай в последующее время повышенный участок, или же здесь также отлагались континентальные отложения, но позднее были смыты, вопрос пока остается открытым.

Верхне-палеозойские (?) континентальные отложения.

Отложения, которым здесь условно приписывается верхне-палеозойский возраст, известны лишь в северной половине Горного Алтая, в бассейне Бии и Абакана. Это сравнительно маломощные (мощность измеряется десятками метров) континентальные отложения, представленные конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, углистыми сланцами, и кое-где содержат пласты угля рабочей мощности. В пределах исследованной площади определимых флористических остатков, которые позволили бы установить возраст, встретить не удалось, а потому верхне-палеозойский возраст приписывается этим отложениям по аналогии с соседними более северными площадями угленосных отложений, возраст которых фиксируется, как верхне-каменноугольный и пермский. С точки зрения понимания геологического строения Алтая интересными являются конгломераты, в которых наличие гальки гранита вполне определенно указывает на более древний возраст гранитов восточного и северного Алтая по сравнению с южным и юго-западным, так как в пределах последних, как это установлено детальными исследованиями, если не все граниты, то во всяком случае большая часть их интродировала в конце палеозоя.

Угли этой угленосной свиты вряд ли могут иметь практический интерес, за исключением узко местного, так как все возможные месторождения Северного Алтая представляют небольшие уцелевшие от размыва клочки, с незначительными запасами, и при их малодоступном положении они, будучи расположены по соседству с величайшим каменноугольным бассейном Союза, Кузнецким, едва ли смогут найти себе потребителей.

Представляется вероятным, что угленосные островки Северного Алтая в прошлом представляли одно целое с современным Кузнецким бассейном и отлагались в пограничной „прибрежной“ зоне этого гигантского бассейна. Наличие грубого материала в виде крупных, разнородного состава конгломератов, говорит о близости той горной области, у окраины которой располагался этот бассейн.

Залегание предположительных верхне-палеозойских отложений нарушенное, но дислоцированность их слабая, и в общем случае они сложены в весьма пологие складки с осями северо-западного простирания, имея пологие углы падения. Характер складчатости типичный покровный, с мелкими складочками и частыми разрывами. Более интенсивное смятие эти отложения испытывают вблизи крупных тектонических линий с солидной амплитудой перемещения. В таком случае они залегают значительно круче, а местами даже вертикальны, но такие условия залегания являются частным случаем и не типичны для этих отложений в целом.

Указанные континентальные верхне-палеозойские отложения свидетельствуют о последнем этапе, когда на отдельных участках Алтая происходило еще отложение. В течение всего мезозоя на Алтае, судя по полному отсутствию мезозойских отложений, нигде отложения не было, происходил лишь размыв, т.-е., очевидно, в течение мезозоя Алтай представлял повышенный участок суши и имел гористый или даже горный характер. Только уже в кайнозое мы снова имеем на Алтае отложения континентальных толщ.

Третичные отложения.

В пределах исследованной части Горного Алтая третичные отложения были с несомненностью установлены в двух пунктах, — по северной окраине Чуйской степи и у южного подножия Катунского хребта, у прорыва Аргута. Ранее отложениям Чуйской степи приписывался довольно неопределенный возраст от юры до третичного, а отложения у подножия Катунского хребта были совершенно неизвестны.

Третичные отложения, которые были наблюдаемы в Чуйской степи и у р. Аргута, по своему составу имеют много общего, и, вероятно, имеют один и тот же возраст. Литологический состав их: глины обычно светлые, зеленоватые, желтоватые, иногда почти совершенно белые и, возможно, огнеупорные. В подчиненном количестве среди них встречаются пески и, наконец, углистые сланцы и бурые угли. Мощность этих отложений не превышает нескольких десятков метров. Местами, в непосредственном соседстве с юными тектоническими линиями, они дислоцированы. В этих отложениях в обоих пунктах были найдены растительные отпечатки: *Tarax borealis* и листья ныне неизвестных в Западной Сибири широколиственных деревьев. В настоящее время эти флористические остатки обрабатываются И. В. Палибиным и их обработка, надо надеяться, даст возможность более точно определить возраст охарактеризованных ими слоев. В настоящее время, в значительной мере условно, по аналогии с более южными местами, (г. Ашутас), где флора более обильна и возраст установлен более или менее точно, можно полагать, что и интересующие нас третичные отложения имеют верхне-олигоценый или миоценовый возраст.

Более древних третичных отложений в пределах Горного Алтая пока не обнаружено, но судя по наличию в Чуйской степи озерков с водой, содержащей раствор глауберовой соли, расположенных по соседству с третичными отложениями, можно полагать, что в Чуйской степи имеются и более низкие горизонты — гипсоносно-соленосные третичные глины.

В Горном Алтае, как уже было отмечено, третичные отложения обнаружены лишь в южной части, в более северных участках пока нигде третичных отложений неизвестно. Причина отсутствия третичных отложений, если исключить неполноту исследования Алтая, может быть двоякая; или третичные отложения в более северных частях смыты, или же они там и не отлагались, а следовательно, в момент отложения третичных слоев в южной части Алтая, северная часть была повышенной, и отложения происходить не могло.

К северу от рассматриваемой нами территории мы имеем отложения, которые на основании их литологического состава можно параллелизировать с третичными отложениями Горного Алтая. Это отложения Ажинского месторождения огнеупорных глин, где представлены разноцветные глины и имеется бурый уголь (35, стр. 527).

Нахождение третичных отложений к северу от современных гор Алтая не может, конечно, решать в положительном смысле вопрос о том, что третичные отложения были ли на северном Алтае, и этот вопрос пока остается открытым. Однако, наличие третичных отложений в центральных частях Алтая в совокупности с тем, что третичные отложения известны и на юге и на западе за пределами Алтая, и в общих чертах их состав всюду поразительно сходен, служит указанием на то, что физиография страны в этот момент была на значительном пространстве однообразной. Поэтому, если в северном Алтае и не происходило отложения третичных слоев, то тем не менее он не представлял той горной страны, какую он представляет в настоящее время и рельеф его едва ли заметно отличался от рельефа окружающей местности.

Четвертичные отложения.

Так как в четвертичное время Алтай представляет горную страну, то естественно казалось бы, что четвертичные отложения не должны иметь здесь большого развития. Однако, вследствие особенностей рельефа Алтая, там имеются довольно значительные площади, покрытые сплошь ледниковыми отложениями, наиболее показательным примером чего является Чуйская степь.

Специальные исследования четвертичных отложений несомненно дадут многое в понимании последнего этапа геологии Алтая. Здесь же приходится ограничиться лишь теми краткими наблюдениями, которые носили случайный характер при маршрутном исследовании.

Наиболее важным моментом четвертичного периода на Алтае бесспорно является оледенение. При описании маршрутов были отмечены многочисленные проявления древнего оледенения, но дать точную стратиграфию отдельных фаз оледенения в настоящее время представляется довольно затруднительным. Вопрос древнего оледенения слишком крупный, чтобы пытаться его осветить в данной статье, преследующей цель общего освещения малоизвестной геологии Горного Алтая. Этому вопросу посвящены специальные работы отдельных авторов и мне также пришлось его коснуться в специальной работе, где приведены более подробные сведения. Здесь же можно лишь сказать, что на Алтае имели место по крайней мере два совершенно обособленных, разделенных межледниковой эпохой, оледенения. Более древнее оледенение было более грандиозным, так как ледники этого оледенения не только далеко спустились по долинам, но и покрывали ледяным покровом прилегающую к горам равнину на многие десятки километров. Более позднее оледенение имело меньшие размеры, и ледники этого оледенения, даже по главным долинам, не везде достигали окраин гор, оканчиваясь в горах.

Во время более древнего оледенения рельеф Алтая в силу разных причин, среди которых не последнюю роль играла и юная тектоника, был расчленен значительно менее современного, речные долины были на более высоком уровне, и оледенение на значительной части Горного Алтая имело покровный характер. Последнее оледенение, за исключением восточной части Алтая, где оно было в значительной степени покровным, выразилось лишь долинными ледниками, правда с весьма солидными, измеряемыми сотнями километров длины (по долине Бухтармы и Катуня) ледниковыми языками.

Отдельные факты в отдельных случаях (например 4 троговых уступа в долине Ясатера) говорят, как будто, о большем числе оледенений, и Гране в свое время указывал три оледенения, но при этом говорит, что два последних могут быть стадиями одного и того же оледенения (7, стр. 34). Это тем более может иметь место в отдельных случаях в высокогорной области, к которой принадлежит приведенный выше участок долины Ясатера, где отдельные террасы могут быть связаны не с совершенно обособленными фазами оледенения, а с отступлениями и новыми наступаниями ледников одного и того же оледенения. В новейшей литературе мы имеем, правда, довольно категорическое утверждение о наличии на Алтае четырех обособленных оледенений, (15), но это утверждение обосновано весьма шаткими доводами, которые отнюдь не могут убедить в наличии четырех оледенений.

Следы первого оледенения, или лучше называть его „более древним“, сохранились лишь в тех участках, которые в силу разных причин не были затронуты последующим оледенением. Из таковых можно указать моренные отложения на водоразделе Башкауса и Чулышмана. Иного характера следы первого оледенения выражены не отложением, а наоборот, экзарационной деятельностью, например, наиболее высокие, кое где уцелевшие террасы местами со следами ледниковой штриховки (49, стр. 73, 120).

Значительно больше сохранилось следов более позднего оледенения, с которым приходится связывать многочисленные морены в речных долинах и прислоненные к обрывам берегов иногда до весьма значительной высоты ледниковые отложения. Затем к этому же оледенению приходится относить и те многочисленные озера и озерки, которые имеются в Горном Алтае и образованы подпрудой моренными грядами. Наконец, с последним же оледенением приходится связывать и большую часть ярко выраженных эпигенетических участков по отдельным речным долинам, так как уровень большинства брошенных речных участков относительно немного отличается от уровня современных рек. Несомненно были такого рода участки, связанные и с более древним оледенением, но они должны быть расположены на гораздо более высоком уровне. Как возможный случай таковых заслуживает внимания широкая долина по правобережью Катуня к востоку от с. Чепощ, расположенная на несколько десятков метров выше современной долины Катуня. Особенно ярки и свежи следы последнего оледенения в восточной части Алтая, которая в этом отношении является классической областью. Кроме морен и различных ледниковых холмов и гряд, результатом последнего оледенения является щебнево-галечный покров Чуйской степи, образованный деятельностью ледниковых потоков, вытекавших из под ледников, спускавшихся с окружающих гор, в конечную стадию отступления ледников последнего оледенения.

Чуйская степь может дать богатый материал по четвертичной истории Алтая, так как там, помимо галечникового покрова, имеются и островки лёссовидных суглинков, происхождение которых пока остается невыясненным.

Весьма любопытным является также строение покрова рыхлых отложений на обширных пространствах горных плато Алтая (табл. III, фиг. 2), но к сожалению по этому вопросу пока никаких данных не имеется.

Кроме ледниковых отложений заслуживают внимания речные террасы. Здесь можно отметить следующее оригинальное обстоятельство: на некоторых крупных реках, как например, на Катунь и на Чуе (табл. III, фиг. 3) мы имеем две ясно выраженных аллювиальных террасы, сложенные мелким галечником и превышающие одна другую на несколько десятков метров. На других реках, примером которых является Чулышман, вместо двух террас имеется лишь одна (не считая и в том и в другом случае более мелких уступов), при чем эта одна по высоте над уровнем реки соответствует нижней террасе Катунь. Это различие в пределах одной и той же горной страны объясняется по всей вероятности влиянием юной тектоники, ярче проявившейся в одном случае и более слабо в другом.

Заметную роль в современной морфологии отдельных участков Алтая играют позднейшие четвертичные проявления, именно конуса выносов рек и ручьев у подножия гор и шлейфы осыпей. Первые места образуют заметные террасовидные уступы, легко распознаваемые по их локализации около долин и ущельев. Что же касается шлейфов осыпей, то местами они на значительную высоту покрывают подножие скалистых обрывов гор, в виду чего добраться до коренных обнажений бывает весьма затруднительно (например шлейф осыпей у Бердыбаша). В большинстве случаев эти шлейфы совершенно свежие, не задернованные и еще продолжающие расти. Они представляют собой один из позднейших этапов четвертичной истории и их „молодость“ с одной стороны объясняется, вероятно, весьма юными тектоническими проявлениями, а с другой ледниковой эпохой, создавшей весьма крутые, близкие к вертикальным склоны долин.

Наконец, самым последним этапом четвертичной геологии являются обвалы, оползни и оплывины, следы которых нередко встречаются на Алтае. Местами эти явления оказывают заметное влияние на данный участок, особенно в тех случаях, когда такого рода явления время от времени повторяются.

Изверженные горные породы.

Петрографический материал по Горному Алтаю был детально микроскопически исследован Ю. А. Мархилевич (17), поэтому здесь мы вкратце остановимся лишь на той последовательности, которая наблюдается в отношении возраста различных групп изверженных пород.

Касаясь глубинных пород группы гранитов, прежде всего приходится отметить относительно малое в процентном отношении распространение гранита по сравнению с другими горными породами, если сравнивать Горный Алтай с Рудным. В первом на долю гранитов приходится не более 15—20% всей площади, между тем как в Рудном граниты слагают 40—50% площади. Может быть в связи с этим находится и бедность Горного Алтая рудами цветных металлов по сравнению с Рудным Алтаем.

Для суждения о возрасте гранитов Горного Алтая в нашем распоряжении данных к сожалению мало. Большинство гранитных полей расположено среди древних свит, не могущих дать конкретных указаний на верхнюю возрастную границу. На основании косвенных соображений можно отметить как более древние граниты в верховья Чульчи у гра-

ницы Танну-тув и граниты по р. Коксу (Катунской), которые представлены разgneйсованными гранитами, но даже и относительно их приходится внести оговорку, что может быть их катаклиз обусловлен наличием местных тектонических зон.

В пределах Горного Алтая, только в предположительно верхнепалеозойских отложениях, встречена галька гранитов, в более древних отложениях ее не обнаружено, поэтому положительных данных, говорящих о древних (каледонских) гранитах у нас не имеется. Однако, по аналогии с соседними местами на севере и востоке (Салаир, Кузнецкий Алатау, Западная Монголия), где нижепалеозойский возраст гранитов доказан, можно полагать, что и в Горном Алтае значительная часть гранитов, гранодиоритов и других родственных им глубинных пород относится еще к каледонскому времени. Это особенно применимо к Восточному Алтаю, геологическое строение которого имеет самую тесную связь с прилегающими на севере и на востоке территориями.

Между прочим отличительной особенностью гранитов восточной части Алтая являются контактовые изменения в виде инфицированных гнейсов, весьма широким ореолом окружающие выходы гранитов. Подобное контактное изменение в других частях Алтая встречается редко, но в Восточном Алтае оно весьма распространено. В этом отношении намечается полная аналогия с Кузнецким Алатау, где также отмечается развитие инфицированных гнейсов около выходов гранита (44, стр. 493). Не безынтересно отметить, что Кузнецкий Алатау до некоторой степени является северным продолжением Восточного Алтая, хотя в деталях геологического строения между ними имеются существенные отличия (отсутствие в Восточном Алтае известняков и кремней, широко представленных в Алатау).

Часть гранитов Горного Алтая соприкасается с более молодыми, именно ниже-девонскими отложениями, и краевые фации этих гранитов дают контактовые изменения в девоне. Это дает право говорить о более молодых гранитах, но верхняя возрастная граница их остается все же неопределенной.

В виду того, что в Рудном Алтае граниты молодые, связанные с границей палеозоя и мезозоя, можно думать, что и в западной и юго-западной части Горного Алтая хотя бы часть гранитов также приурочена к концу палеозоя. Что же касается северо-восточной части Алтая, то там таких молодых гранитов, вероятно, не имеется, так как среди угленосных отложений верхнего палеозоя нигде никаких контактовых воздействий не обнаружено, а, наоборот, галька гранита является составной частью этих пород. Очень может быть, что интрузии более молодых гранитов Горного Алтая в его северных частях приурочены к девону. Если проводить аналогию с ближайшими северными участками, то там мы имеем интрузию средне-девонского возраста, именно адамеллитовую интрузию, с которой генетически связаны Тельбесские магнетитовые месторождения (45, стр. 63).

Основные изверженные породы типа габбро-диорита и габбро в обследованной части Горного Алтая имеют весьма малое распространение. В одних случаях, там, где они интродуцируют среди известняков, можно полагать, что их основной состав в значительной мере обязан ассимиляции известняков (по Катуню), в других случаях, породы типа габбро, повидимому, связаны с глубокими тектоническими трещинами, так как они приурочены к тектоническим контактам пород, резко различающихся по возрасту. Возраст самих габбро в разных частях Алтая несомненно не однороден. В виду того, что они связаны с контактами, где более молодая порода относится предположительно к девону

(хр. Шапшал, Курайский хребет) можно полагать, что в таком случае возраст их девонский или еще более молодой.

Крайне редки в Горном Алтае ультра-основные интрузии, перидотиты и пироксениты. Породы эти представляют лишь небольшие штоки среди древних толщ, при чем в большинстве случаев сама порода полностью озмеевикована, и лишь в сравнительно редких случаях удается восстановить первоначальный состав породы. Ультра-основные породы известны лишь среди древних, метаморфических и кембро-силурийских отложений. В верхнем силуре их уже неизвестно и во всяком случае их внедрение имело место до отложения девонских слоев.

Значительно большую роль в геологическом строении Горного Алтая играют эффузивные породы. Среди метаморфических толщ имеется не мало измененных туфов, свидетельствующих о вулканизме того времени, но наиболее ярко этот вулканизм проявился в кембрии или на границе кембрия и силура, где местами представлены весьма мощные толщи, состоящие из покровов авгитовых и плагиоклазовых порфиритов и диабазов и их туфов. Кислых эффузивов, связанных с кембрием и кембро-силуром при маршрутном исследовании обнаружено не было.

Весьма существенную роль играют эффузивы как основные, так средние и кислые в составе пестроцветной толщи, возраст которой в различных местах Горного Алтая едва ли однороден. Нижней границей этой свиты, по аналогии с соседними территориями, вероятно, следует принять верхний силур; что же касается верхней границы, то она поднимается для некоторых мест до середины девона. Наиболее молодыми эффузивами в пределах Горного Алтая, повидимому, можно считать мелафировый покров в верхней девонской толще на восточной окраине Чуйской степи. Позднее береговая линия переместилась далеко к юго-западу, и вместе с тем, повидимому, прекратились и извержения в пределах Горного Алтая.

Если допускать существование в Горном Алтае юных варисийских гранитов близких или даже совпадающих по возрасту с гранитами Рудного Алтая, то естественно приходится допустить и наличие жильных продуктов расщепления гранитной магмы этих юных интрузий, поэтому к концу варисийской дислокации условно можно относить те совершенно почти не измененные основные и кислые жильные породы, которые кое-где встречаются в Горном Алтае.

Тектоника.

Алтайская горная страна в том виде, как она существует в настоящее время представляет глыбово-складчатую страну, созданную суммарным действием нескольких дислокационных моментов. Наиболее древний горообразовательный процесс имел место в каледонское время, так как в нашем распоряжении нет конкретных данных, которые позволили бы говорить о докембрийской складчатости, поскольку существование докембрия на Алтае не доказано.

У нас нет непосредственных фактов, которые бесспорно устанавливали бы наличие самой древней фазы каледонской складчатости, но резкое изменение литологического состава, когда известняки открытого моря кембрия сменились мелководными песчано-глинистыми отложениями, дает известное право полагать, что эта фаза складчатости имела свое проявление в Горном Алтае. О направлении этой наиболее древней для Алтая складчатости судить к сожалению довольно затруднительно, так как постоянства элементов залегания в древней толще не имеется, а кроме того последующие дислокационные фазы, создав сильный кли-

важ, не согласный с истинным залеганием, сильно затрудняют расшифровку последнего. Простираение древних свит, как это отмечалось и ранее для нижнего течения Катуня (Яковлев, 49), непостоянно, изменяясь от NE до NW, и, как это отчетливо видно из описания маршрутов, это справедливо и для других частей Горного Алтая.

Геологическая карта, составленная по маршрутным данным, как будто говорит вполне определенно о северо-западном простираении, но маршруты были слишком редки, и поэтому в построении карты путем интерполяции в неисследованных промежутках мог существенную роль сыграть элемент случайности.

Также нет в нашем распоряжении прямых указаний на наличие следующей дислокационной фазы между нижним и верхним силуром, но косвенные соображения в этом случае еще более убедительны. Фациальная разница между нижним и верхним силуром в западной части Алтая столь же резкая, как между кембрием и нижним силуром, но только в обратном порядке (известняки в верхнем силуре). С другой стороны, в различных частях Горного Алтая фациальный состав верхнего силура не постоянен, и есть некоторые основания, позволяющие полагать, что в восточной части Горного Алтая верхне-силурийские отложения или полностью отсутствуют, или же выражены прибрежной и континентальной фацией.

Конечно, как в том, так и в другом случае изменение фациального состава и даже, может быть, осушение части района могло произойти и без дислокационного процесса, путем неравномерного перемещения отдельных участков морского дна, но разница в углах падения пластов верхнего и нижнего силура говорит скорее за наличие дислокационной фазы, чем за ее отсутствие.

Морского нижнего девона, по крайней мере самых низов его, на Алтае нигде пока не установлено, и, повидимому, этих слоев нет. Это явление имеет широкий региональный характер, далеко выходящий за пределы Алтая, и вполне определенно указывает, что после верхнего силура весьма отчетливо проявилась последняя фаза каледонской дислокации, на известный промежуток времени осушившая значительную территорию, на которой происходил размыв и отложение континентальной красноцветной толщи, переслоенной с эффузивами. Резкое угловое несогласие между красноцветной толщей и более древними и наличие местами мощных конгломератов в основании пестроцветной толщи не оставляют никаких сомнений в существовании конечной фазы каледонской дислокации.

Но если бы в нашем распоряжении даже не было фактов углового несогласия между девонскими и более древними отложениями, то и в таком случае, весьма интенсивное проявление последней фазы каледонской дислокации не могло бы вызывать никаких сомнений уже по одному наличию дислокационного метаморфизма. Последний вызвал зеленокаменное преобразование всех более древних отложений и в общем случае, за исключением узко локализованных зон смятия, неизвестен среди более молодых отложений. Любопытно, что среди пород, испытавших зеленокаменное преобразование, наблюдаются различные степени изменения, и опять таки, за вычетом отдельных исключений, верхне-силурийские отложения подверглись сравнительно более слабому преобразованию, в то время как более древние, — кембро-силурийские толщи изменены значительно резче. Это в значительной степени подкрепляет предположение о существовании дислокационной фазы между нижним и верхним силуром.

По данным, полученным уже за пределами рассматриваемой тер-

ритории, намечается такое положение, что чем южнее данный участок, тем, при одинаковых возрастных условиях, смятие пород и зеленокаменное преобразование интенсивнее. Это территориальное возрастание метаморфизма в значительной степени верно и в отношении более молодых отложений.

Среди девона намечается еще одна фаза дислокации, может быть представляющая лишь результат изостатических колебаний. Эта фаза относится к верхам среднего или низам верхнего девона. Любопытно, что в отдельных местах Горного Алтая девонские отложения несогласно лежат не только на самых разнообразных по возрасту слоях более древних отложений, но и сами в различных пунктах начинаются различными по возрасту слоями. Например, для островков девона, несогласно лежащих на метаморфической свите, слагающей Чуйские альпы (рис. 4), можно с большей долей вероятности принять возраст верхов среднего девона. На рч. Эжеме мы имеем случай когда верхне-девонские (?) сланцы резко несогласно лежат на силуре (рис. 2), между тем как в центральной части Алтая на древние толщи налегает красноватая толща, возраст которой, по аналогии с северо-восточными соседними участками, может быть принят как нижне-девонский или может быть даже верхне-силурийский.

Намечается также довольно отчетливое различие в проявлении тектоники в отдельных участках Алтая. Так нижне-девонские слои в северо-западной части Алтая имеют в общем случае пологое залегание, между тем как в Курайском хребте слои D_2^1 — D_2^2 стоят вертикально. Это, вероятно, объясняется более интенсивным проявлением вариссийской дислокации в восточной части по сравнению с северо-западной.

Верхи среднего или низы верхнего девона Чуйской степи на северной окраине степи залегают спокойно, но по мере удаления к северу они становятся все более и более интенсивно смятыми с местными разрывами и перемещениями. Еще далее к северу девонские слои становятся вертикальными, интенсивно смятыми с разрывами и мелкими чешуйчатыми надвигами, попадая в типичную зону смятия и дробления, за которой представлены породы резко различные по возрасту (кембросилур) (рис. 3). Таким образом, здесь мы имеем завершение складчатого процесса разрывом с образованием зоны смятия, что повидимому объясняется тем, что древний фундамент (кембросилурийский), подстилающий эти девонские слои, реагировал на давление разломами и передвижками. В контакте передвижки двух глыб имеет место наиболее интенсивное смятие более молодых покрывающих глыбы толщ.

Уже начиная с верхнего силура, более отчетливо выявляется господствующее северо-западное простирание, которое в девоне имеет еще более выдержанный характер. Конечно, в отдельных случаях имеют место существенные отклонения. Вариссийская дислокация, весьма отчетливо выраженная к юго-западу от рассматриваемой нами территории в Рудном Алтае, наложила свой отпечаток и на Горный Алтай в виде весьма ясно выраженного кливажа, полностью маскирующего истинное залегание в тех случаях, где нет разнородных прослоев в силурийских и более древних слоях.

В Рудном Алтае две конечных фазы вариссийской дислокации приурочены к концу палеозоя. В Горном Алтае мы не можем определенно решить вопроса о том, имели ли место и более ранние фазы вариссийской дислокации, например, между верхним и средним девоном; для некоторых мест это представляется вероятным, но пока ничем не доказано. Что же касается более молодого проявления дислокации в Горном Алтае, то об этом можно говорить вполне определенно, так

как угленосные, предположительно, верхне-палеозойские отложения лежат не горизонтально, а смяты в пологие складки, испытывающие резкое нарушение по соседству с тектоническими линиями.

Складчатость девона и в частности верхнего девона Горного Алтая имеет тип покровной складчатости, а верхне-палеозойские мало-мощные слои весьма типично отражают проявление именно такого типа складчатости; они волнисто полого смяты под влиянием деформации подстилающего их древнего фундамента, и резко нарушены в тех местах, где в этом фундаменте образовались тектонические трещины и произошли крупные глыбовые перемещения, имеющие характер надвигов.

В нашем распоряжении нет конкретных данных, которые позволили бы фиксировать возраст разрывных дислокаций в отдельных участках Алтая, как, например, у с. Чепош, где линия разлома имеет ENE направление, в хребте Шапшал, где тоже ENE направление разлома, или по Катуни выше Тогускана (таб. I, фиг. 4), где простирание линии разлома NW. Возраст толщ, в которых произошли эти разрывы, дает лишь нижнюю границу, вопрос же о верхней остается открытым. Так как в некоторых случаях с этими разломами связано внедрение габбро, которое сечет слои предположительно относимые к девону, то можно допустить, что эти разрывы произошли в результате варисийской дислокации. Для Чепошского разрыва такое сужение границ не применимо, так как наиболее молодая участвующая в разрыве порода — кембро-силур.

Какое отражение на Алтае нашла послееюрская дислокация, отчетливо выраженная в Кузнецком бассейне к югу от Алтая, мы не знаем, так как никаких отложений, которые могли бы так или иначе зафиксировать это, на Алтае не имеется.

Следующим важным для Алтая тектоническим моментом является граница третичной и четвертичной эпох.

Наличие третичных отложений в пределах Горного Алтая отчетливо указывает на то, что в третичное время Алтайских гор не существовало, вместе с тем яркие следы четвертичного оледенения не менее отчетливо свидетельствуют о существовании в ледниковую эпоху горного ландшафта с достаточно высокими отметками. Следовательно, в конце третичной эпохи должны были произойти те изменения, которые на месте третичной равнины создали Алтайские горы.

Первым, отметившим юное „омоложенное“ происхождение Алтая, был Обручев (32b), но в его распоряжении было слишком мало конкретных данных, и поэтому он не мог эту правильную мысль подкрепить точным обоснованием и не совсем верно наметил как момент такого „омоложения“, так и в значительной мере те гипотетические тектонические линии, по которым произошло омоложение. Многие из этих линий как показали более подробные исследования, в действительности не существуют. Под этим последним впечатлением, вынесенным при работе в Рудном Алтае, я во время маршрутной поездки в Горный Алтай в 1925 г., когда по существу я почти не выходил за пределы одной крупной глыбы, входящей в состав Горного Алтая, пришел к убеждению, что основной причиной создания современного рельефа Алтая являются не разрывы и глыбовые перемещения, а неравномерное эпифрогенетическое поднятие Алтая с разрывами лишь по периферии.

Исследования следующего года показали ошибочность этих моих предположений и мною были приведены доказательства наличия глыбовых перемещений в отдельных частях Горного Алтая (Нехорошев, 23). Последние вызвали не лишнее основание возражение Соболева (43) указывавшего, что смятие третичных слоев произошло не вследствие тектоники, а под влиянием давления ледника. Исследо-

ваниями вне пределов Горного Алтая, но в весьма близких условиях, вместе с тем в пунктах, полностью отводящих возражение Соболева, мне позднее удалось доказать правильность положения о тектоническом нарушении третичных отложений Алтая (Нехорошев 2).

Кайнозойские тектонические линии имеют в общем широтное направление, осложненное в отдельных случаях под влиянием местных причин, и только тектонические линии, которыми обусловлено возникновение Телецкого озера, имеют иное меридиональное направление, сопряженное с широтным.

Из юных тектонических линий уже давно не возбуждала сомнений граница Алтайских гор и Приобской степи к югу от г. Бийска, выраженная в высшей степени отчетливо в рельефе, и вместе с тем отмеченная наличием на этой границе Белокурихинских терм, имеющих бесспорно тектоническое происхождение.

Нарушенное залегание третичных отложений у подножия Курайского и Катунского хребтов также довольно убедительно свидетельствует о тектоническом, а не эрозионном происхождении этих хребтов. Джумалинские и Рахмановские термы фиксируют следующий более южный разрыв (или может быть отдельные разрывы).

Затем некоторые линии, по которым произошли юные перемещения могут быть намечены на основании отчетливо выраженных морфологических особенностей. К таковым относится южная граница хр. Шапшал, южная граница Теректинского хребта, южная граница Чуйских альп. Вопрос о северной границе Катунского хребта и Чуйских альп или, что то же самое, вопрос о тектонических южных границах Чуйской и Уймонской степей пока остается открытым, хотя по крайней мере для Чуйской степи ее относительная равнинность на обширном пространстве скорее говорит за то, что и южная ее граница—тектоническая.

Выше было уже указано, что к началу ледниковой эпохи Алтайские горы должны были существовать, иначе оледенение не могло бы иметь места; этим самым намечается возраст крупных тектонических перемещений, как предшествовавших ледниковой эпохе, т.е. перемещения произошли еще в третичное время. Однако, имеются некоторые данные, которые позволяют полагать, что тектонические передвижки отдельных глыб продолжались и в более позднее время. Прямых фактов, которые доказывали бы это, аналогичных тем, которые имеются в предгорьях Саура и Джунгарского Алатау, мы на Алтае не имеем, но ряд косвенных соображений позволяет полагать, что такие более поздние передвижки на Алтае имели место.

Одним из таких участков, где поздний возраст кайнозойских тектонических передвижек представляется наиболее убедительным, является Телецкое озеро. Вопрос о происхождении Телецкого озера неоднократно привлекал внимание исследователей. В свое время еще Чихачевым (56 стр. 406) было высказано предположение о тектоническом происхождении Телецкого озера. К той же мысли склонялся и Игнатов (11 стр. 171), и к этому присоединился Толмачев (44 стр. 687). Позднее Гране (8 стр. 39) вполне определенно высказался за исключительно ледниковое происхождение Телецкого озера, против чего возражал детально исследовавший окрестности Телецкого озера С. А. Яковлев, пришедший к совершенно определенному выводу о тектоническом происхождении этого озера (48 стр. 457). Судя по научным сообщениям, где касаются вопроса о происхождении Телецкого озера, можно думать, что и до сих пор единого мнения по этому вопросу не существует. Должен вполне определенно сказать, что я присоединяюсь к мнению Яковлева и считаю, что причина образования Телец-

кого озера тектоническая. Я не касаюсь тех доказательств, которые в защиту этого положения привел Яковлев, так как я знаком лишь с южным берегом озера, но кроме непосредственных наблюдений у самого озера имеется еще ряд общих соображений, подтверждающих тектоническое и при этом весьма юное происхождение озера.

Если учесть упоминающиеся в описании маршрутов брошенные древне-ледниковые долины на водоразделе системы Телецкого озера и Абакана, зачастую ориентированные поперек направления главных современных долин, и сопоставить с этим, необычайно глубокий по сравнению с его шириной Чулышманский трог, по сторонам которого на соседних сравнительно слабо расчлененных плато имеются древние морены, то уже одно это должно навести на сомнение в ледниковом происхождении Телецкого озера. К этому можно прибавить еще тот факт, что Телецкое озеро образует прорыв не в низшем, а в высшем, по сравнению с более южными, участке поверхности древнего уступа. Затем следует учесть резкое переуглубление долины Чулышмана, благодаря которому даже такие мощные притоки, как Башкаус и Чульча отстали в выработке долин и в нижнем течении круто падают по узким непроходимым ущельям, а все более мелкие притоки срываются водопадами с уступа коренного берега Чулышмана, превышающего уровень его долины на сотни метров. Наконец, заслуживает внимания еще и то обстоятельство, что в долине Чулышмана полностью отсутствует та верхняя терраса, которая весьма отчетливо выражена на других реках Алтая, например, на Катунь и на Чуе. Все эти факты указывают на одну и ту же причину—образование глубокой троговой долины Чулышмана явление очень молодое, происшедшее после первого оледенения, от которого остались брошенные троговые долины на водоразделе с Абаканом и морены на верху уступов современных берегов Чулышмана.

Так как нет никаких данных, которые позволили бы приписывать долине Чулышмана тектоническое происхождение, и самая возможность тектонического происхождения такой узкой длинной долины слишком мало вероятна, то остается единственная возможная причина такого резкого и вместе с тем весьма юного углубления долины Чулышмана,—резкое понижение базиса эрозии. Последнее могло быть обусловлено только тектоническим происхождением депрессии Телецкого озера, образовавшейся после первого, но ранее последнего оледенения, так как ледниковые отложения, связанные с последним оледенением, местами по Чулышману лежат на самом дне долины.

Если встать на точку зрения Гране, допускавшего образование Телецкого озера путем вымывания подледниковыми водами, то этим может быть возможно было бы еще объяснить переуглубление дна озера, но и то столь солидная глубина, какая имеется в данном случае (304 м.), вряд ли могла образоваться таким способом. Еще более сомнительна возможность такого происхождения того глубокого, длинного и сравнительно узкого ущелья, выполненного озером, с крутыми почти вертикальными берегами, вершины которых на 1.500 м. превышают уровень озера. Непонятным также остается, почему долина Чулышмана представляет такой узкий и глубокий трог, аналогов которого не имеется в других речных долинах, хотя по некоторым из них, например, по долине Катунь в прошлом спускались не менее мощные ледники, чем по долине Чулышмана. Вместе с тем, если принять тектоническое происхождение Телецкого озера, то все эти неясности становятся легко и логично объяснимыми. Кроме того, как уже выше было указано, тектоническое происхождение подкрепляется целым рядом косвенных сооб-

ражений, находящихся в непосредственной связи с выше отмеченными, не объяснимыми ледниковой эрозией особенностями Телецкого озера.

Телецкое озеро, таким образом, позволяет фиксировать межледниковую фазу кайнозойской тектоники. В чем еще проявилась эта фаза мы не знаем, но можно думать, что по северной границе гор Алтая (к югу от Бийска) в это время также произошло перемещение. Бесспорных фактов, говорящих за это, в нашем распоряжении нет, но то обстоятельство, что долины рек, особенно мелких, на границе гор и степи разработаны еще слишком слабо, а затем и то обстоятельство, что Обь близ Алтайских гор до сих пор еще не успела промыть до дна четвертичные наносы, указывает на весьма недавно происшедшее изменение базиса эрозии.

Развитие современного рельефа Алтая.

Морфология Алтая имеет много своеобразных черт, обусловленных особенностями ее геологической истории, при чем здесь нашли свое отражение не только последние этапы геологической истории, но и более древние. Прежде всего заслуживает внимания распределение речной сети. При первом же взгляде на карту Алтая невольно обращает на себя внимание то обстоятельство, что в пределах Алтая, и в частности Горного Алтая, имеются два главных направления речных потоков, северо-западное и широтное. Если второе легко объясняется влиянием кайнозойской тектоники, где, как мы видели, главные тектонические линии ориентированы в общем в широтном направлении, то в северо-западном направлении нельзя не видеть хотя бы косвенного влияния древней, палеозойской тектоники. Речная сеть Алтая сама по себе достаточно юная, так как еще в ниже-третичное время, при равнинном рельефе, такой речной сети естественно существовать не могло. Юные тектонические линии, конечно, должны были оказать направляющее влияние на возникавшую речную сеть. Так как общий уклон создававшейся горной страны был к северу и, может быть, отчасти к северо-западу, то естественно, что водные потоки скатывались по этому направлению, а в процессе избирательной эрозии древние направления складчатости или даже отдельности не могли при этом не оказать влияния.

Резкие перегибы направления речных долин приурочены к тем местам, где скрещивается влияние двух факторов: общего уклона в совокупности с избирательной эрозией с одной стороны, и влияния юной тектоники с другой. Характер речной сети отчетливо намечает главные тектонические линии, вдоль которых протекают на значительном протяжении полностью (Чуя) или частью своего течения (Катунь) главные реки Алтая. Грандиозные прорывы, где река в стремлении следовать общему уклону прорывает встретившуюся по пути преграду, свидетельствуют о длительной упорной борьбе в этом направлении и о длительных тектонических перемещениях отдельных пропиливаемых реками глыб, может быть продолжающихся еще и в настоящее время.

Весьма характерной морфологической особенностью Алтая является наличие горных равнин — обширных равнинных пространств, покрытых в зависимости от их положения степной растительностью (Чуйская степь), или альпийскими лугами (Семинский белок), (табл. III, фиг. 2) или даже заболоченных и имеющих на своей поверхности плоские мелкие озерные бассейны (Канская степь). Эти „степи“, повидимому, представляют остатки той поверхности, которая существовала в третичную эпоху с той лишь разницей, что высота ее над уровнем моря была значительно более низкой. Как уже указано, иногда поверхность

таких степей заболочена или даже имеет озерные бассейны, реки, протекающие по таким степям, кроме тех, которые стекают с гор, имеют незначительные размеры и ничтожное течение, при слабо выработанном русле. Там, где река подходит к границе уступов или к эрозионному уступу в виде резко углубленной долины более крупной реки, картина резко меняется, и речка по ущелью каскадами на коротком расстоянии буквально скатывается в главную реку. При малых размерах речки последняя обычно не успела даже пропилить ущелья в уступе между ее уровнем на поверхности степи и уровнем главной реки, а поэтому срывается в главную реку водопадом (табл. II, фиг. 2).

Такого рода морфология наблюдается в центральной и более южной части горного Алтая на высоте от 1.500 до 2.500 м., в более северных частях этот уровень несколько снижается.

На более низком уровне рельеф более расчлененный, но формы рельефа обычно плавные, носящие следы нормальной эрозии. Как по окраинам горных плато, так и в более расчлененном рельефе следующей более низкой ступени наблюдается такого рода закономерность, что высшие точки неровностей обычно бывают сложены породами, более стойкими по отношению к выветриванию, и вместе с тем вершинки неровностей, сложенных однородными породами, лежат в грубых чертах на одном уровне.

Следующая более высокая ступень, где отметки превышают 2.500 м. для южной части и достигают 2.000 м. в более северной части, морфология совершенно иная; здесь мы имеем типично выраженный альпийский рельеф, с крутыми, близкими к вертикальным обрывами и острыми скалистыми пиками. По первому впечатлению, происхождение этого рельефа не имеет ничего общего с предыдущей ступенью, и является мыслью о тектоническом происхождении этого альпийского рельефа.

Однако, более внимательное изучение всей совокупности окружающих условий показывает, что этот рельеф произошел из предыдущего исключительно лишь в силу особенностей морозного выветривания. Большая часть вершин этого рельефа, в случае сходства их литологического состава так же, как и в предыдущем случае, располагается примерно на одном уровне. В смысле выяснения способа образования такого альпийского рельефа весьма instructивным является каровый рельеф в верховьях Абакана, где мы имеем узкие извилистые гребни, под которыми со всех сторон располагаются кары. Общий уровень вершин гребней в грубых чертах при этом остается однообразным.

Происхождение альпийского рельефа объясняется, повидимому, таким же способом, именно морозным выветриванием, выше уровня снеговой линии, где морозное выветривание особенно интенсивно. А так как это обычно высшие точки рельефа, то снеговой покров, предохраняющий от морозного выветривания, с них сдувается или же бывает очень тонок. Различием высотного положения „степей“ и альпийского рельефа главным образом и объясняется резкая внешняя разница их ландшафтов. Существенную роль при этом играет и ориентировка по странам света; северный склон, на котором снеговой покров задерживается дольше, уже в силу этого менее подвержен разрушению. Затем, благодаря большей влажности северного склона, на нем быстрее происходит образование почвенного покрова и развитие луговой или лесной растительности (в зависимости от высоты). Поэтому, как правило, северные склоны на Алтае более пологи, задернованы или поросли лесом, южные же в том же самом хребте обычно скалисты и круты.

На характер рельефа и степень его расчлененности крупное влияние оказало оледенение. Мощный ледниковый покров Восточного Алтая

способствовал консервации слабо расчлененного рельефа, имевшегося к моменту начала оледенения. Ту же самую роль, очевидно, играли фирновые поля в более низких участках горных степей Алтая. С другой стороны, на границе двух тектонических уступов и вообще в тех местах, где рельеф имелся уже к началу оледенения, влияние оледенения сказалось в обратном направлении, именно были выработаны типичные формы ледниковой эрозии в виде корытообразных долин и каров (табл. II, фиг. 1—3; табл. III, фиг. 1).

Различная мощность снегового и ледяного покровов в разных местах Алтая, в зависимости от неравномерного количества осадков, несомненно также оказывала влияние на выработку рельефа. Наглядным примером такого рода может служить сравнение Катунских альп и Чуйских. Первые имеют в общем более высокий уровень вершин, чем последние, и тем не менее альпийский рельеф в Чуйских альпах выражен значительно резче. Слагающие их горные породы, судя по имеющимся данным, имеют близкий, если даже не тождественный литологический состав, поэтому они вызвать такого различия не могут. Остается лишь одна причина—различное количество осадков: в Катунских альпах осадков выпадает больше, поэтому вершины этого хребта меньше испытывают разрушительное действие морозного выветривания, будучи защищены от него снеговым покровом, между тем как Чуйские альпы, имея более тонкий снеговой покров, в течение года имеют гораздо более длительный период, когда морозное выветривание проявляется весьма активно.

КАТАЛОГ

высот, определенных путем барометрической нивелировки геологической партией В. П. Нехоршева в Горном Алтае в 1926 г.

(Вычисления производились согласно „Инструкции для определения высот помощью барометрических наблюдений“ Б. Срезневского участником экспедиции С. Е. Максимовым).

1. Вершина перевала по логу р. Толгоек	864,5 м.
2. Вершина перевала на водоразделе рр. Эджигана и Чемала у горы Яман-Иол. Сложен знак в виде пирамиды из камней величиной в рост человека	1924,8 "
3. Вершина перевала Сайгоныш, водораздел между рр. Сайгоныш и Тогуз-коль принадлежит к системе Сумульты . . .	2331,1 "
4. Вершина р. Тогуз-коль	2262,6 "
5. Вершина р. Сайгоныш	2215,3 "
6. Вершина перевала на водоразделе между рр. систем Ак-Саусканды и Камги	1971,5 "
7. Вершина горы Суехту—тайга в хребте того же имени; определение произведено у знака на вершине горы	2528,6 „?
8. Вершина перевала на водоразделе рр. Чегош и Ак-Саусканды (самый крайний правый приток р. Ак-Саусканды)	2019,9 "
9. Вершина левой сопки на том же перевале; отсчет взят у знака в виде каменной пирамиды	2547,3 "
10. Седловина правой сопки того же перевала	2595,1 "
11. Исток р. Ак-Саусканды	2457,0 "
12. Перевал на водоразделе Кадрина; точка съемки 191	2265,3 "
13. Перевал между системой рр. Башкауc и Кадрина	2492,8 "
14. Верховья р. Аспырту, впадающей в Башкауc с левой стороны	2325,5 "
15. Церковь в ур. Аспырты на правом берегу Башкауca	1236,3 "
16. Перевал между рр. Аспырты и Ян-Улаган	2048,3 "
17. Аймак-Улаган; определение произведено около самого поселка	1733,6 "
18. Базисная точка съемки медного месторождения на горе Ежеме. Точка А	1858,2 "
19. Перевал Пуэрокташ	2596,6 "
20. Перевал за оз. Чебек-коль	2657,7 "
21. Село Чапош (Чепош) на правом берегу Катуня. У камня среди села	331,6 "
22. Наверху правого берега Чулышмана, у озера перед спуском в долину (ур. Чодра)	1969 "
23. Правый берег Чулышмана в ур. Чодра на высоте 2 м. над уровнем Чулышмана	1342 "

Перевалы по тропе в верховьях Ниан-Сару (притока Чульчи)

24. 1)	2473	м.
25. 2)	2675	„
26. 3)	2790	„
27. Озеро Игы-коль	2054	„
28. Озеро Сайгоныш	2045	„
29. Левый берег Чулышмана, вершина обрыва Кату-ярык . . .	1627	„
30. Левый берег Чулышмана в урочище Кату-ярык у реки . .	1083	„

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов, А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны. Записки И. Русск. Геогр. Общ., 1888, т. XI, стр. 149—422.
2. Баженов, И. К. Геологическое строение стыка между Западным Саяном и Кузнецким Алатау. Изв. Зап. Сиб. Отд. Геол. Ком., 1930, т. X, вып. 3, стр. 79; с картой и 9 чертежами.
3. Богданов, Д. П. Материалы для геологии Алтая. 1914.
4. Васильевский, М. М., Богоявленский, Л. Н. и Кобзева, А. С. Белокурихинские горячие источники на Алтае. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 46, 1926.
5. Верещагин, В. И. Очерки Алтая. 1927.
6. Вологдин, А. Г. О возрасте Енисейской свиты. Геол. Вестн. 1930, т. VII, № 1—3, стр. 5—15.
7. Гране, Г. О значении ледникового периода для морфологии сев.-вост. Алтая. Записки Зап.-Сиб. Отд. И. Р. Г. О. XXXVIII. 1915.
8. Гране, Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае. Изв. Зап. Сиб. Отд. Импер. Русск. Геогр. Общ., 1915, т. III, вып. 1—2, стр. 1—59.
9. Григорьев, С. По северному Алтаю. Землеведение, т. XXVI, 1924, вып. 1—2, стр. 101—207.
10. Зайцев, А. По верхнему и частью среднему Чарышу, его притокам и по рч. Коксу притоку Катуни. Горн. Журн., 1906, т. III, стр. 61—97.
11. Игнатов, П. Г. Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. Изв. Русск. Геогр. Общ., 1902, т. XXXVIII, стр. 170—207.
12. Комаров, И. П. Силур и кембрий в северо-западном Алтае. Вестн. Геол. Ком., 1928, № 4, стр. 1—3.
13. Комаров, И. П. Новые данные о палеозойских отложениях с фауной в Коргонском хребте. Геол. Вестн., 1930, т. VII, № 1—3, стр. 64—65.
14. Кузьмин, А. М. Материалы по стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. Отд. Геол. Ком., 1928, т. VII, вып. 2.
15. Кузьмин, А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап. Сиб. Отд. Геол. Ком., Томск, 1929, том VIII, вып. 2.
16. Мархилевич, И. И. Рахмановские теплые ключи. Изв. Геол. Ком. 1928 г., т. XLVII, № 10, стр. 1265—1279.
17. Мархилевич, Ю. А. Материалы по петрографии Горного Алтая. Изв. Гл. Геол.-Разв. Упр. 1930, т. XLVIII, № 7, стр. 835—866.
18. Нейбург, М. Ф. Опыт стратиграфического и возрастного подразделения угленосной серии осадков Кузнецкого бассейна. Изв. ГГРУ, 1931, т. 50, вып. 5, стр. 67—82.
19. Нехорошев, В. П. Новые данные для стратиграфии Горного Алтая. Вестн. Геол. Ком., 1925, № 4, стр. 1—3.
- 19а. Нехорошев, В. П. Новые рудные месторождения на Алтае. Вестн. Геол. Ком. 1925, № 5, стр. 47—49.
20. Нехорошев, В. П. Тектоника и рельеф Русского Алтая. Геол. Вестн., 1926, т. V, № 1—3, стр. 23—31.

21. Нехорошев, В. П. Кембрий и докембрий в Горном Алтае. Вестн. Геол. Ком., 1927, № 1, стр. 3—4.
22. Нехорошев, В. П. Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением. Вестн. Геол. Ком., 1927, № 7, стр. 11—17.
23. Нехорошев, В. П. Проявление Алтайской дислокации на Алтае. Вестн. Геол. Ком., 1927, № 2, стр. 7—11.
24. Нехорошев, В. П. Термы Алтая. Изв. Геол. Ком., 1927 г., т. XLVI, № 5, стр. 431—451.
25. Нехорошев, В. П. Геологическое строение окрестностей г. Бийска. Геол. Вестн., т. VI, № 4—6, стр. 1—5.
26. Нехорошев, В. П. О некоторых новых и малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае. Изв. Гл. Геол.-Разв. Упр., 1930, т. XLIX, № 6.
27. Нехорошев, В. П. Геологический очерк Рудного Алтая. Изв. Гл. Геол.-Развед. Упр., 1930, т. XLIX, № 5, стр. 1—28.
28. Нехорошев, В. П. Современное и древнее оледенение Алтая. Труды третьего Всесоюзного съезда геологов в Ташкенте в 1928 г., вып. 2, стр. 371—390, 1930.
29. Нехорошев, В. П. Материалы к познанию кайнозойской истории Зайсанского края. Труды Главн. Геолого-Разв. Упр., вып. 66, стр. 1—69, 1931.
30. Никитин, Д. В. Находка фауны в одной из древнейших толщ Кузнецкого Алатау. Геол. Вестн., 1928, т. VI, № 1—3, стр. 42—43.
31. Никонов, А. А. К геологии юго-западного Алтая. Изв. Геол. Ком., 1929 г., т. XLVIII, № 4, стр. 121—125.
32. Никонов, А. А. Очерк геологии и стратиграфии Тигерцеко-Чинетинского района в Рудном Алтае. Труды Гл. Геолого-Разв. Упр., вып. XXVIII, 1931.
- 32а. Обручев, В. А. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Алтайские этюды I. Землеведение, 1914, кн. IV.
- 32б. Обручев, В. А. Алтайские этюды II (тектоника). Землеведение, 1915, кн. III.
33. Падуров, Н. Н. Кристаллические сланцы Иртышских гор. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. LXXXVIII, 1929.
- 33а. Падуров, Н. Н. Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г. Изв. Геол. Ком., 1927, т. XLII, № 4.
34. Петц, Г. Г. Материалы к познанию фауны девонских отложений окраин Кузнецкого угленосного бассейна. Труды Геол. части Кабинета Е. И. В., т. IV, 1901.
35. Поленов, Б. К. Геологическое описание западной половины 15 листа IX ряда десятиверстной карты Томской губ. Труды Геол. части кабинета Е. И. В., т. VIII, вып. 2, стр. 235—597.
36. Поленов, Б. К. и Соколов, Н. А. Отчет о геологических исследованиях, произведенных на Алтае летом 1882 г., стр. 1—24.
37. Самойлов, Я. В. Эволюция минерального состава скелетов организмов. Тр. Инст. Минер. и Петр., вып. 4, 1923.
38. Сапожников, В. В. Катунь и ее истоки. Изв. Импер. Томского Университета, 1901, кн. 18, стр. 1—272.
39. Сапожников, В. В. Пути по Русскому Алтаю. Изд. 2-е Сибкрайиздат. 1926 г.
40. Седельников, А. Н. Отчет по исследованию Алтайских озер в 1926 г. Изв. Зап. Сиб. Отд. Русск. Геогр. Общ., 1928—29, том VI, стр. 13—14.
41. Семихатова, Л. И. Сайлюгем, (географический очерк). Труды Общ. изучения Урала, Сибири и Дальнего Востока. Т. I, вып. 1, стр. 3—41, 1928.
42. Семихатова, Л. И. Современное оледенение в юго-восточном Алтае. Советская Азия, 1930 г. № 3—4 (33—34), стр. 221—236.
43. Соболев, Д. Об алтайских экзодислокациях. Вестн. Геол. Ком. 1927, № 6, стр. 15—17.
44. Голмачев, И. Геолог. описание десятиверстной карты. Томск. губ. Тр. Геол. ч. Каб. Е. И. В., т. VII, 1909 г.
45. Усов, М. А. Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района. Мат. по изучению Сибири, т. I, стр. 1—75, Томск, 1930.

46. Чураков, А. Н. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины древнего теменн Азии. Изв. Геол. Ком., 1927 г., т. XLVI, № 1, стр. 45—69.
47. Ядринцев, Н. О поездке по поручению Зап. Сиб. Отд. И. Р. Г. О. в Горный Алтай, к Телецкому озеру и к вершинам Катунн. Зап. Западн. Сиб. Отд. И. Р. Г. О. кн. IV, 1882 г., стр. 21—46.
48. Яковлев, С. О происхождении Телецкого озера. Изв. Геогр. Общ. ЛП, 1916 г., вып. VI, стр. 431—457.
49. Яковлев, С. А. Геологическое описание Сев.-Зап. четверти 15-го листа X разряда десятиверстной карты Томской губернии. Труды Геол. части Каб. Е. И. В., т. VIII, вып. I, стр. 1—179, 1907.
50. Publitschenko, N. Zur Stratigraphie des Altai. Centralblatt f. Min. etc. J., 1927, Abt. B. № 8. S. 302—306.
51. Kania, Joseph, E. A. Submarine Volcanic activity in relation to chert deposits and climate. Pan-American Geologist. 1930, v. LIII, № 4, p. 259—266.
52. Lees, G. M. The Chert Beds of Palestine. Proceedings of the Geologists' Association, 1928, v. XXXIX, pt. 4, p. 445—462.
53. Moore and Maynard. Solution, Transportation and Precipitation of Iron and Silica. Economic Geology, 1930, vol. XXIV, № 3, 4, pp. 272—303, 365—402.
54. Richards, H. & Bryan, W. Radiolarian rocks in Southern Queensland. 16 Rep. Austral. Associat. advancement Science, 1923, p. 296—316.
- 54a. Sampson, E. The Ferruginous Chert formation of Notre Dame bay Newfoundland. Journ. Geolog., 1923, v. XXXI, № 7, p. 571—598.
55. Sargent, H. The Lower Carboniferous Chert Formations of Derbyshire. Geolog. Magaz. 1921, v. LVIII, № 684, p. 265—78.
56. Tchihatcheff, P. Voyage scientifique dans l'Altai orientale et les parties adjacentes de la frontière de Chine. Paris. 1845.

S U M M A R Y.

During the summer field periods of 1925 and 1926 the writer made a geological route survey in the High Altai, the total length of the routes traversed ranging to about 2,500 km. and the area covered by the survey—to above 50,00 sq. km.

Though only a route survey, the explorations allowed firmly to establish that the former notions of the geological structure of the High Altai, in which, according to Sue ss' conception, this mountain region was regarded as „the young vertex of Asia“ composed of Devonian and Carboniferous rocks, were wrong. The explorations showed that the geological structure of the High Altai has much in common with that of the adjacent regions, i. e.—the Salair, Kuznetsk Alatau and Sayan Ranges created by a most recent tectonics.

A discovery by the writer of a fauna *Archaeocyathinae* in the central and northern parts of the Altai allowed him to prove a wide development in these parts Cambrian rocks which thus far were unknown in the Altai. The Cambrian (apparently its middle division) is represented by a bold thickness of marmorized limestones with which unfossiliferous dark bituminous limestones with flint partings are everywhere associated. In the Altai these formations were previously regarded as metamorphosed Devonian beds, in the adjacent Sayan and Kuznetsk Alatau Ranges,—as Pre-Cambrian rocks. The view as to Pre-Cambrian age of part of this series, namely, of the bituminous limestones with flint partings is till now supported by certain authors with respect to the adjoining territories, but the wide

distribution of the *Archaeocyathinae* limestones, everywhere in immediate proximity of the bituminous limestones speak against this assumption. In one of the localities visited by the writer, among the flinty bituminous limestones, in the alluvia of a brook, he discovered some corals belonging under the *Tabulata*, yet allowing of no stricter determination; these corals suggest the idea of a rather Cambro-Silurian, than of a Pre-Cambrian age of the series.

In the southern part of the Altai Range Cambrian limestones are unknown; the main ridges of the Altai,—the Katunski and Chuiski Ranges are made up of an uniform series of metamorphic greenschists. The age of these latter is possibly in part even Pre-Cambrian; a part of them may be synchronous to the *Archaeocyathinae* limestones of the more northern parts of the Altai; further, a portion of the same series probably also includes Lower Silurian beds. On the rapid route survey it was impossible to subdivide the series.

There are also series which are doubtless younger than the Cambrian rocks with *Archaeocyathinae*; these mighty series are represented by porphyrite effusives, tuffs, and chloritized argillaceous slates. They contain rare, thin (up to 50 m.) interbeds of marmorized limestone. No fauna was discovered in these formations and owing to their location above the Middle Cambrian with the *Archaeocyathinae* and below the faunally characterized Lower Silurian, they are provisionally referred to the Cambro-Silurian.

No faunally characterized Lower Silurian was thus far ascertained in High Altai, though in the South-Western (Mining) Altai Nikonov, made the discovery of an arenaceous-shale series with conglomerate interbeds characterized by a fauna of trilobites including *Megalaspis* and other forms.

As shown by the route survey, the Upper Silurian has in the High Altai a very wide distribution, being outranked areally only by the metamorphic series. Prior to the year 1925 Silurian deposits were unknown in the Altai, for those rocks which by the authors of the first half of the past century were regarded as Silurian, later ones basing upon certain erroneous statements of the former, did not consider as such and believed that Silurian deposits were not represented in the Altai, all rocks being not older than the Devonian.

The Upper Silurian is represented by areno-argillaceous shales with a typical coralline fauna of *Halysites* and by thick reef limestones with *Stromatoporoidea*, corals and *Conchidium*.

The beds of the metamorphic series, also the Cambrian and Cambro-Silurian deposits are dislocated very intensely and almost everywhere show an upright attitude. The Upper Silurian beds are less disturbed. Besides upright strata, high dips are also observed, moreover, in the south-west the Silurian beds seem to lean against certain older deposits, without occurring within the area of development of these latter. This is an evidence of that the north-eastern part of the Altai was possibly land during Silurian times (judging from literary data, an analogous picture is observable also farther east, in the Sayan Range).

The basal parts of the marine Devonian are thus far nowhere stated with certainty in the Altai, for all those localities whence it has been recorded proved to expose Upper Silurian rocks.

As regards the eastern part of the Altai, in it a doubtless break in the sedimentation has taken place, and the Cambro-Silurian is overlain by a younger, continental red-rock series consisting of red sandstones, argillaceous shales, porphyrite sheets and tuffs, and of rare dolomite interbeds; this younger series rests uncomformably upon the older series from which it is separated by thick conglomerate beds.

The age of this red-rock series remains obscure; in the southernmost parts of the Altai it may possibly still comprise the top-parts of the Silurian. In the western part of the Altai these formations are unknown and so sharp a break might possibly have been absent there.

Rather abundantly represented are the marine deposits of the top parts of the Lower and basal parts of the Middle Devonian, represented by clayey limestones, shales and sandstones. The attitude of the Devonian is still gentler, though in certain parts, as for instance along the Chui River, the Devonian beds are standing on end. From the Upper Silurian these beds are separated there by a series of effusives and tuffs.

The youngest marine deposits of High Altai are represented by the basal parts of the Upper Devonian i. e. sediments of the littoral type with a rather rich and varied fauna. Such deposits are known in the Chui Steppe and, apparently, in the north of the Altai. Beginning with the close of the Devonian and up to our days the High Altai was land. As there are no other deposits except Tertiary ones preserved as small patches in tectonic depressions in the southern parts of the Altai, and several small islets of Upper Paleozoic coal-bearing rocks in the north of it, it may be believed that during all that period of time the Altai was mostly a land area raised above the median level.

The Upper Paleozoic is represented by conglomerates with pebbles composed of granite, porphyry, hornstone and Paleozoic rocks, also by sandstones and argillaceous shales with coal interbeds. In the part these deposits formed the margin of the Kuznetsk coal basin from whose southern border they are now separated by two-three hundreds of kilometres.

The Tertiary deposits are represented by clays, in part refractory ones, with imprints of the leaves of acer, oak and other trees now unknown in West Siberia, and with seams of brown coal.

The Upper Paleozoic beds form gentle folds and only in vicinity of young tectonical lines are subject to sharp disturbances. The Tertiary beds are usually horizontal, but near young tectonical lines they are dipping and even vertical.

Glacial phenomena are very prominent within the confines of High Altai, especially in its eastern parts at its junction with the Sayan Range, where there are no actual glaciers, whereas traces of former glaciation are very fresh. In the Altai there have been at least two glaciations, and in its eastern part both seem to have been of the ice-cap type.

As regards the igneous rocks of the region explored, a part of the granites and granodiorites are possibly connected with the Coledonian intrusion, namely those exhibited in Eastern Altai where they are accompanied by wide aureoles of injected gneisses. In the more southerly parts of the Altai the granites are probably younger. Ultra-basic rocks are very poorly represented in the Altai, notwithstanding the rather great number of separate outcrops of these rocks. Commonly, they are quite insignificant stocks of wholly serpentized rocks, among which but in exclusive cases rests of a rock showing a peridotitic or pyroxenitic composition are preserved. The age of the ultra-basic rocks is not younger than the Silurian, for even in the Upper Silurian they are unknown, the more so among deposits of younger age.

Of the effusive rocks, the basic effusives of augite and plagioclase porphyrites are connected with the Lower Paleozoic. In the Devonian the effusives are represented both by porphyrites and porphyries (albitophyres). Neither in the coal-bearing deposits nor, the more so, in the Tertiary ones, are there any igneous rocks, whether in the form of lavas or of dykes and veins.

The tectonic phases recognized by the author are as follows: 1) between the Cambrian and the Lower Silurian, 2) between the Lower and the Upper Silurian, 3) during the time of deposition of the lower parts of the Lower Devonian, 4) between the Middle and the Upper Devonian, 5) prior to the deposition of the coal-bearing series, and 6) on the boundary between the Paleozoic and Mesozoic. How the tectonics of Mesozoic times has affected the structure of the Altai we unfortunately do not know; we only know that by the outset of the Tertiary period the Altai, as a mountain region did not exist, and that in the southern parts of the Altai there have been lakes in which clays and coal were being deposited.

At the close of the Tertiary period, under the action of renewed tangential stress, the Altai was broken up into a series of separate blocks along lines which, on the whole, were nearly latitudinal in direction; further an irregular displacement of these blocks took place, by which the main contours of the mountain region now represented by the Altai were defined.

By the outset of the glacial period the Altai, as a mountain region already existed yet tectonical movements continued later, during the Interglacial epoch, when the formation of the graben of Teletskoie Lake took place, producing sharp changes in the drainage net of Eastern Altai.

In the Altai, with the young tectonic lines are connected therms of Pyrenean type known at the foot of the northern tectonical scarp of the Altai and to the south of its two main ridges. Feeble, rare earthquakes are an evidence of that tectonical actions, insensible to us, continues even in the present time.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ I—III.

EXPLANATION OF THE PLATES I—III.

Табл. I.

- Фиг. 1. Вертикально залегающие эпидото-хлоритовые сланцы кембро-силура (?). Правый берег Катуня ниже с. Узнези.
- Фиг. 2. Полоса слоистого мраморизованного известняка в толще кембросилура (?). Правый берег Катуня выше с. Ч.поша.
- Фиг. 3. Почти вертикальные слои среднедевонского известняка и сланца на правом берегу Чуи у устья рч. Бердыбаш.
- Фиг. 4. Четырехметровая полоса брекчии трения в тектоническом контакте мраморов и сланцев, падающем на SW 220° под углом 75°. Правый берег Катуня выше устья рч. Тогускана.

Табл. II.

- Фиг. 1. Катунский хребет, вид с севера, виден плавный наклон глыбы к северу и глубоко врезанные ущелья рек; посредине два пика Белухи.
- Фиг. 2. Корытообразная долина рч. Текелю, врезанная в северном склоне Катунского хребта, на правом берегу виден водопад.
- Фиг. 3. Хребет Шапшал, южный склон.

Табл. III.

- Фиг. 1. Конец Ак-кемского ледника, вид с верхнего ледникового озера на северный обрыв седла Белухи.
- Фиг. 2. Перевал через Семинский белок, типичный ландшафт высокогорных плато Алтая (до высоты 2.000—2.500 м.).
- Фиг. 3. Долина Чуи у урочища Айгулак, на левом берегу видны две террасы.

Plate I.

- Fig. 1. Upright strata of Cambro-Silurian (?) epidote-chlorite schists. Right bank of the Katun River downstream of Uzen Village.
- Fig. 2. Band of bedded marmorized limestone in Cambro-Silurian series. Right bank of the Katun River upstream of Cheposh Village.
- Fig. 3. Nearly upright strata of Middle Devonian limestone and slate in the right bank of the Chuia River at the inflow of the rivulet Berdybash.
- Fig. 4. Friction breccia forming a 4 m. thick band along the tectonical contact of marbles, dipping SW 220° at an angle of 75°. Right bank of the Katun River upstream of junction with the rivulet Toguskan.

Plate II.

- Fig. 1. Katunski Range, from the north, showing the gentle dip of the mountain-block towards the north and the deeply incised river gorges; in the centre,—the two peak of Mount Balukha.
- Fig. 2. Trough-like valley of the Tekelin River cutting into the northern slope of Katunski Range; on its right border a waterfall is visible.
- Fig. 3. The Shapshal Range, southern slope.

Plate III.

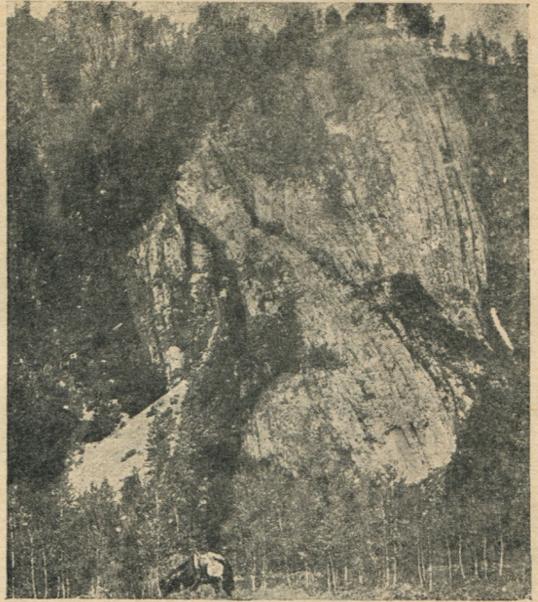
- Fig. 1. Terminus of Ak-kem glacier, view from the upper glacial lake towards the northern scarp of the saddle of Mount Belukha.
- Fig. 2. Pass in Seminski-Belok Range. Typical landscape of the alpine upland of the Altai (up to the altitude 2.000—2.500 m.).
- Fig. 3. Chuia Valley at Aigulak, with two terraces on the left bank of the river.

ОГЛАВЛЕНИЕ

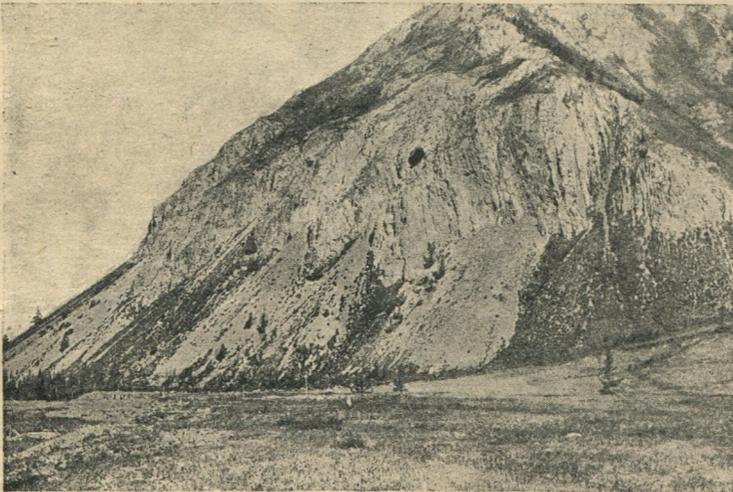
	Стр.
Предисловие	3
Геологическое строение местности по основным маршрутам	6
От Бийска до Улалы	—
„ Улалы до Чемала	7
„ Чемала до устья р. Урсула	11
„ с. Усть-Ини до с. Котонды левым берегом Катунь	13
„ устья Ак-кема до ледника Родзевича (Ак-кемского)	14
„ с. Котанды до с. Черный Ануй и окрестности с. Черного Ануя	16
Солонечное—Матвеевка—Кугеган—Баранча—Алтайское	19
С. Алтайское—Сараса—Комар—Черга—Топучая—Онгудай—Белый Ануй	22
От Чемала до Телецкого озера через верховья Сумульты	24
„ Телецкого озера до озера Джюлю-коль	34
„ оз. Джюлю-коль до с. Кош-агача	45
„ Кош-агача через Курайский хребет и по рекам Башкаусу, Квадру и Чибиту	55
Чуйский тракт от устья Чуи до Кош-агача	61
От Кош-агача до Рахмановских ключей по рекам Тархатте, Ясатеру, Аргуту и Коксе	67
Стратиграфия	71
Метаморфическая свита	—
Кембрий	75
Кембро-силур	79
Силур	80
Девон	82
Верхне-палеозойские (?) континентальные отложения	87
Третичные отложения	88
Четвертичные отложения	89
Изверженные горные породы	91
Тектоника	93
Развитие современного рельефа Алтая	99
Каталог высот	102
Литература	103
Резюме	105



1.



2.



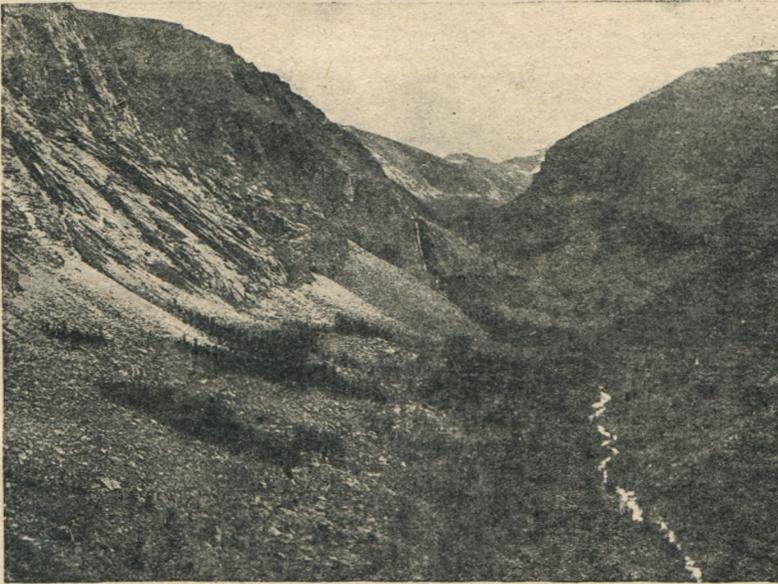
3.



4.



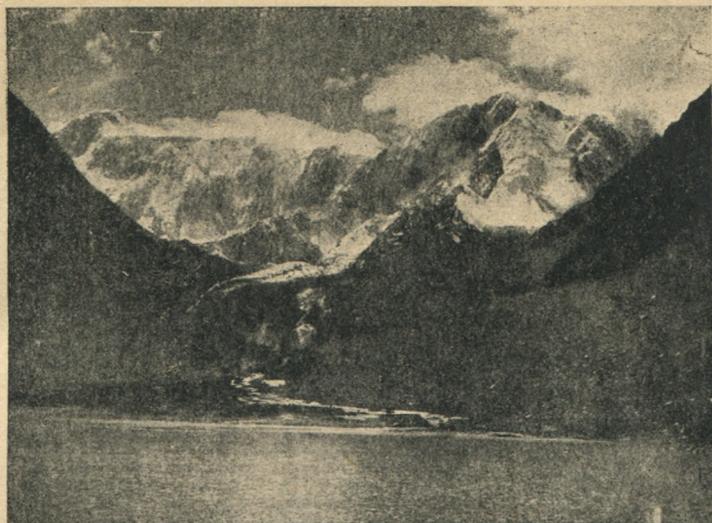
1



2



3.



СИБИРСКИЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ТРЕ
ПЕЧАТНИЦА
ИЗ. № 568

1.



2.



3.

