

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Лист К-44-А
(ПРЖЕВАЛЬСК)

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ • 1940

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕЙ АЗИИ – Лист К-44-А

COMMITTEE FOR GEOLOGY AT THE SOVIET OF PEOPLES' COMMISSARIES

GEOLOGICAL SERVICE OF THE KIRGHIZ SSR

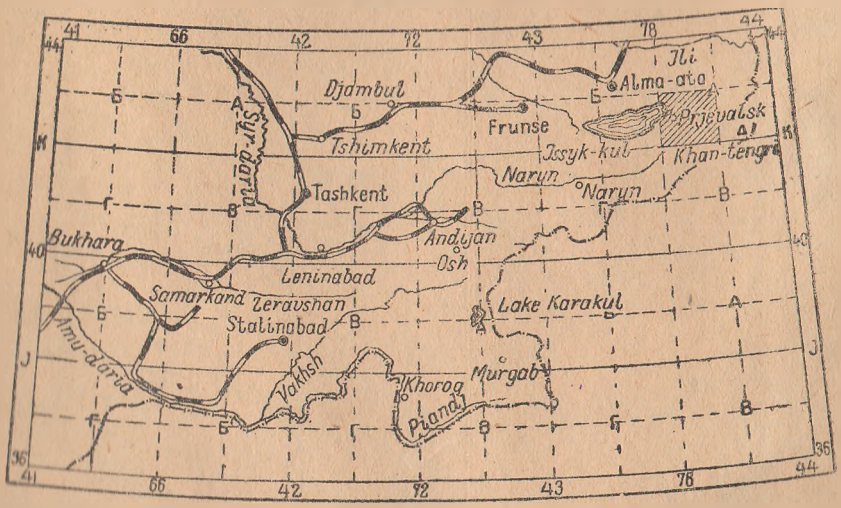
P. A. GRUCHÉ

in cooperation with O. Nekrasova, D. Tarassov,
S. Schultz and D. Yakovlev

GEOLOGICAL MAP OF CENTRAL ASIA

SHEET K-44-A, SOUTH-WESTERN QUARTER (PRJEVALSK)

SCALE 1 : 500 000



Key Map showing position of sheet K-44-A in the General Scheme

Leningrad 1940 Moscow

КОМИТЕТ ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ КИРГИЗСКОЙ ССР

55
1-91
39912
55(
Г-92

П. А. ГРЮШЕ

При участии О. И. НЕКРАСОВОЙ, Д. Н. ТАРАСОВА, С. С. ШУЛЬЦА и Д. И. ЯКОВЛЕВА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕЙ АЗИИ

ЛИСТ К-44-А, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧЕТВЕРТЬ (ПРЖЕВАЛЬСК)

МАСШТАБ 1 : 500 000

ЦЕНТРАЛЬНАЯ БИБЛИОТЕКА им. В. И. Ленина
Геологического комитета
№ 39912



Схема положения листа К-44-А в общей разбивке

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Ленинград 1940 Москва

COMMITTEE FOR GEOLOGY AT THE SOVIET OF PEOPLES' COMMISSARIES

GEOLOGICAL SERVICE OF THE KIRGHIZ SSR

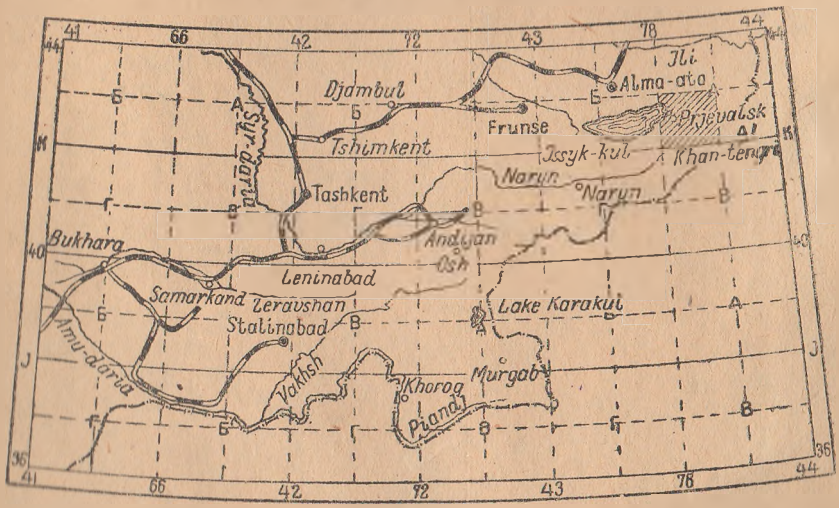
P. A. GRUCHÉ

in cooperation with O. Nekrasova, D. Tarassov,
S. Schultz and D. Yakovlev

GEOLOGICAL MAP OF CENTRAL ASIA

SHEET K-44-A, SOUTH-WESTERN QUARTER (PRJEVALSK)

SCALE 1:500 000



Key Map showing position of sheet K-44-A in the General Scheme

Leningrad 1940 Moscow

КОМИТЕТ ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ КИРГИЗСКОЙ ССР

55
Г 92
39912
55(05
Г-92

П. А. ГРЮШЕ

При участии О. И. НЕКРАСОВОЙ, Д. Н. ТАРАСОВА, С. С. ШУЛЬЦА и Д. И. ЯКОВЛЕВА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕЙ АЗИИ

ЛИСТ К-44-А, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧЕТВЕРТЬ (ПРЖЕВАЛЬСК)

МАСШТАБ 1 : 500 000



Схема положения листа К-44-А в общей разбивке

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Ленинград 1940 Москва

ГР 65-5-4

Редакционная комиссия:

Вебер В. Н., Баранов И. Г., Кушнарь С. А., Марковский А. П., Наливкин Д. В., Николаев В. А., Никшич И. И., Симаков А. Л., Соколов П. Н., Тер-Оганесов Я. Г., Чихачев П. К., Шульц С. С. и Яковлев Д. И.

Рецензент: *В. А. Николаев*

Главный редактор:
Д. И. Яковлев

Ответственный редактор *П. К. Чихачев* Технический редактор *Л. Е. Гиерская*
Корректор *Н. И. Носилов*

Сдано в набор 25/VIII 1939 г. Подписано к печати 27/II 1940 г.
Тираж 800 Формат бумаги 60×92¼₁₆ Уч.-авт. листов 22,68
Печ. лист. 19¼ Бум. лист. 9¾ + 2 вкл. Колич. печ. зн. в бум. л. 92200
Индекс ГР-65-5-4 Бумага Окуловской ф-ки Заказ № 1913 Леноблгорлит № 581

4-я тип. ОНТИ'а РСФСР треста «Полиграфкнига» им. Евгении Соколовой.
Ленинград. Проспект Красных Командиров, 29.

ВВЕДЕНИЕ

Границами юго-западной четверти листа К-44-А (Пржевальского) являются 42 и 43° северной широты и 78 и 79°30′ восточной долготы. Преобладающая часть его территории лежит в пределах Киргизской ССР и лишь небольшая северная и северо-восточная его окраина входит в состав Казахской ССР.

На большей части планшета геологические работы выполнены П. А. Грюше, в течение ряда лет руководившего Иссыккульской геолого-съемочной партией (см. схему, I). Его сотрудниками были: в 1929 г. прораб В. Я. Авров и коллектор В. В. Шумов, в 1930 г. коллектор С. С. Ларк и химик Ц. А. Мешникова, в 1931 г. прораб А. П. Данилина и коллекторы П. А. Петров и Л. В. Ярцева, в 1933 и 1934 гг. коллекторы Н. А. Беляевский и М. Б. Шульц, а в 1934 г. сверх того прораб Р. Р. Данилов.

Некоторые сотрудники выполняли специальные, преимущественно поисковые задания: В. Я. Авров прослеживал угленосную юру, Р. Р. Данилов вел поиски на металлы и производил шлиховое опробование. Оба они работали в части хребта Терскей-алатау, лежащей в рамках ряда V листа 9 десятиверстной карты и далеко уходящей к западу от границы листа К-44-А.

Ц. А. Мешникова производила полевые анализы воды термальных источников Джеты-огуз и Ак-су.

Данные В. Я. Аврова, временно участвовавшего также и в камеральной обработке, явились основной базой для описания угленосной юры, а также проведения границ между юрскими и третичными свитами настоящей карты. Р. Р. Даниловым за камеральный период описаны зоны пиритизации и составлена шлиховая карта, приложенная к отчету партии за 1934 г., сданному в Союзникельоловоразведку (27). Полевые анализы, произведенные Ц. А. Мешниковой, вовсе не участвовавшей в обработке материалов, опубликованы в статье П. А. Грюше, касающейся геологии района терм Джеты-огуз и Ак-су (22).

Из коллекторов в камеральных работах участвовали только двое: Н. А. Беляевский и М. Б. Шульц.

Работа Н. А. Беляевского, сосредоточенная на обработке материала по восточной оконечности хр. Кунгей-алатау, в свое время дала повод выделить отчет по этому району в особую статью (26), а в настоящий момент позволяет с благодарностью отметить его негласное соавторство в составлении описания соответствующих речных долин и с сожалением констатировать,

что выполненная им в 1934 г. сверх плана геологическая съемка гор Кулук-тау (западная оконечность Кетменского хребта) оказалась вне рамок настоящего листа. Ему же партия обязана определением большей части фауны нижнего карбона и синхронизации разных его фаций, развитых в Кунгей-алатау.

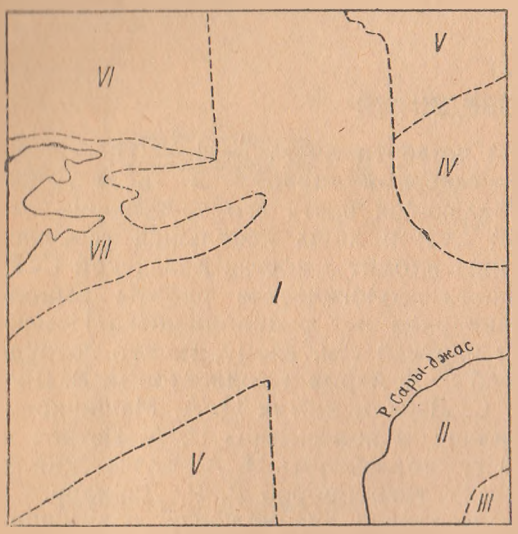


Схема геологических съемок юго-западной четверти листа К-44-А.

На долю М. Б. Шульц выпала работа по систематизации многолетнего коллекционного материала, ближайшее участие в описании отдельных выполненных ею маршрутов и составлении графического материала для отчетных докладов.

Работа Д. И. Яковлева, с 1932 по 1935 гг. руководившего Хан-тенгринской геологической партией, также не целиком вошла в рамки планшета (см. схему, II). Помимо составления геологической карты указанной территории и относящегося к ней подлинного описания, им, в целях наиболее непосредственного освещения орографии трудно доступных южных хребтов, составлена глава I настоящей работы и сделано описание силура и девона, представлявшего наибольшее затруднение в смысле объективного согласования с соседним к востоку планшетом. Описание металлических ископаемых также составлено им со включением в него данных Иссык-кульской партии.

Двухлетняя съемка Д. Н. Тарасова вошла в рамки листа своей минимальной долей, частью бассейна р. Каинды (см. схему, III), совершенно не соответствующей степени его участия в настоящей работе. В написанной им главе II используется сводка П. А. Грюше по изученности хребтов, окружающих Иссык-куль, и приводятся исчерпывающие данные о состоянии геологического познания хребтов юго-восточной части листа; он же составил список литературы. В главе IV (Стратиграфия) им описаны нижний карбон и четвертичные отложения.

Геологическая карта значительной части правобережья р. Кок-джар — Каркара и входящей в рамки листа части долины Текеса (см. схему, IV), а равно и их геологическое описание сделаны С. С. Шульцем, работавшим на смежном к востоку планшете (102).

Описание районов, заснятых в 1932 и 1933 гг. С. С. Ларком

(см. схему, V), выполнено П. А. Грюше, в основном на базе материалов С. С. Ларка (51, 52).

Для северо-западного участка карты (см. схему, VI) доступные нам новые данные свелись к скромным рамкам студенческого отчета М. С. Потаповой, в силу чего пришлось его описание базировать на материалах группы Н. Г. Кассина, относящихся к 1914 и 1915 гг. (37, 38).

Четвертичные отложения приозерной полосы (см. схему, VII) даны на основе рукописной карты В. В. Шумова, из которой использована лишь общая граница их распространения, без расчленения на отдельные типы. Несколько шире результаты работ В. В. Шумова позаимствованы в главе Стратиграфия.

Бо́льшую часть петрографического материала, относящегося к районам I, II, III и IV схемы, обрабатывала О. И. Некрасова; ею же составлена глава VI настоящей работы.

Принося сердечную благодарность всем перечисленным своим сотрудникам и ближайшим сотоварищам по полевой и камеральной работе, считаю своим приятным долгом с благодарностью отметить также ряд лиц, не имевших к ней прямого отношения, но своим вниманием и помощью способствовавших ее более успешному завершению. Старейшие и почетнейшие исследователи геологии Средней Азии, профессора В. Н. Вебер и Д. В. Наливкин, никогда и никому из многочисленных соавторов и сотрудников настоящей работы не отказывавшие своим советом, пусть первыми примут их общую благодарность.

Наряду с ними должны быть отмечены Э. З. Бульванкер, А. С. Лесникова, А. И. Никифорова, О. И. Никифорова, В. Д. Принада, Л. Б. Рухин, А. В. Садкова, О. И. Сергунькова, М. П. Сукачева и Г. Н. Фредерикс, с именами которых связано определение ряда найденных на территории листа окаменелостей, М. Н. Никсон, определивший состав пегматитов Иныльчекского хребта, и Л. В. Радугина, описавшая минералогические шлифы Джеты-огуза.

Наряду с Н. В. Шабаровым, которому мы обязаны рядом советов по угольным месторождениям, мы не можем не отметить с благодарностью инженера Е. А. Рейман за любезно предоставленные ею новые данные о разведочных работах по Ичке-джергесу. Инженеру В. М. Бирюкову мы обязаны рядом устных сообщений и ценных собеседований по рудоносности листа.

Наконец, нельзя не отблагодарить Е. В. Лермонтову за тщательное и быстрое выполнение перевода резюме.

П. Грюше.

Глава I

ОРОГРАФИЯ

Территория листа целиком лежит в пределах Центрального Тянь-шаня и охватывает одну из наиболее интересных частей его, где находятся высочайшие хребты, занимающие 3/4 его площади, и обособляющиеся среди них громадные впадины, занятые степными равнинами, мелкими горами или мягкими увалами.



Рис. 1. Джаргаланский залив оз. Иссык-куля. Фото П. А. Грюше.

В бо́льшей из впадин находится озеро Иссык-куль. Оно входит в пределы листа только своей восточной оконечностью и главным образом двумя своими заливами (рис. 1).

Орография листа и положение его территории среди высот Средней Азии определили благоприятные климатические условия как в горах, так и во впадинах. Это цветущий край Киргизской ССР, один из наиболее обжитых горных районов Республики.

Два могучих хребта, покрытых вечными снегами, занимают бо́льшую его площадь. Кунгей-алатау лежит на севере, Терскей-

алатау — на юге. В северо-западной части листа они смыкаются в невысоких горах Сары-тыр и Чубар-джан. Между этими хребтами лежит Иссык-кульская впадина, низшая отметка которой по данным военно-топографической двухверстной карты равна 1575,9 *м*, по определениям Л. С. Берга 1573,29 *м*. Это же и самый низкий гипсометрический уровень во всем листе. Общее нарастание высот в этой части Тянь-шаня идет на юго-восток к его кульминационной точке — к вершине Хан-тенгри, достигающей 6992 *м* над уровнем моря. При этом частые поднятия и понижения не меняют общей картины.

Юго-восточная оконечность Кунгей-алатау горы Сары-тыр, примыкая к Терскей-алатау, замыкает Иссык-кульскую котловину с востока. Хотя за ними лежат также обширные междугорные впадины рек Каркары и Кегени, но они значительно выше поднятыы над уровнем моря и достигают в низших своих точках 2006, 1811 и 1731 *м* абсолютной величины. Отдельные возвышенности, расположенные среди этих впадин, превышают 2,5 *км* и создают общий амфитеатр высот, окружающий Иссык-кульскую впадину с востока. Они имеют важное значение в распределении влаги, так как защищают восточную часть Иссык-кульской котловины от сухих северо-восточных ветров и в свою очередь конденсируют влагу сырых западных и юго-западных воздушных течений. Западная оконечность Иссык-кульской впадины находится в обратном положении по отношению к сухим и влажным ветрам и отличается ярко выраженной пустынностью.

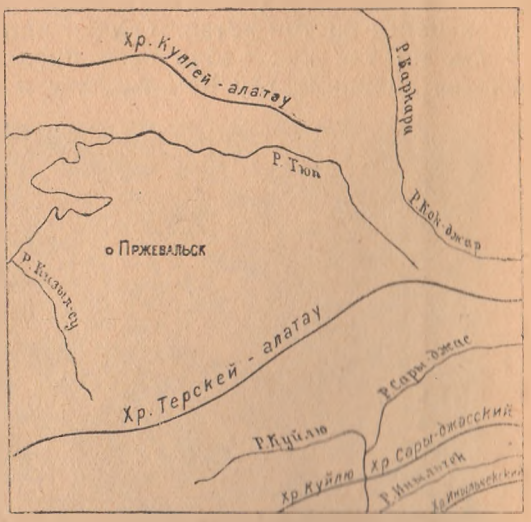


Рис. 2. Схема горных хребтов юго-западной четверти листа К-44-А (Каракольского).

Близость территории листа к горному узлу всего Тянь-шаня, к массиву Хан-тенгри, сказывается и в другом направлении. Горные реки, рождающиеся на высотах, следуя естественному гидрографическому стоку, распределяются по трем основным бассейнам Средней Азии. Склоны, обращенные к Иссык-кульской впадине, принадлежат к Арало-Каспийскому бассейну, в настоящее геологическое время разобщенному на ряд частных эрозионных центров, юго-восток листа питает р. Сары-джас, текущую в Таримскую впадину, и, наконец, северо-восточная и северная части листа отдают свою влагу реке Или и через нее замкнутому озеру Балхашу.

Наибольшие горные массивы листа собраны в его юго-восточной части. Они принадлежат ряду хребтов, обособляющихся веером из общего горного узла Тянь-шаня, лежащего близ пика Хан-тенгри. В лист входят только северные из них (рис. 2).

На крайнем юго-востоке листа рамки его отрезают среднюю часть Каиндинского хребта. Он состоит из группы очень узких, исключительно высоких горных гряд. Относительные высоты хребта, превышающие 2,5 *км*, равны их заложению, поэтому склоны очень круты. В пределах листа находится только один перевал, необычайно трудный и мало кому известный. Он расположен в вершине р. Уш-булан-тер. К западу Каиндинский хребет заметно снижается и склоны его еще в пределах листа становятся мягче.

Следующим к северу хребтом является Инылъчекский, входящий в лист своей западной более низкой оконечностью, распадающейся на три ветви. Общая ширина хребта не превышает 14 *км*, но так как вдоль него проходит продольная впадина, занятая долинами рек Кан-джайляу и двух Ат-джайляу, то ши-



Рис. 3. Конфигурация вершины Инылъчекского хребта.
Фото Д. И. Яковлева.

рина каждого из составляющих хребет высоких гребней равна 5—8 *км*. Это придает большую остроту формам рельефа, и на восточных гребнях хребта располагаются многочисленные острые пики и зубцы (рис. 3). Самая же западная часть хребта сохранила на своем водоразделе участки пенеплена и потому ровна и монотонна. Северный склон ее обрывист и крут, южный более мягок и отлог. Инылъчекский хребет обрывается на западе долиной Сары-джаса и имеет свое продолжение в Теректинском хребте правобережья этой реки.

Высоты Инылъчекского хребта от долины Сары-джаса с абсолютной отметкой, близкой к 2400 *м*, быстро нарастают к его гребню, а по нему незаметно подходят к снеговой линии. Оледенение в западной части хребта ничтожно, и только ближе к р. Ат-джайляу на пенеплене развивается плоский покров-



Рис. 4. Сары-джасский хребет с перевала Беркут. Фото П. А. Грюше.

Куйлю-тау.

ный ледник. Здесь находится и предельная высота западной части хребта, достигающая 4472 *м*. Восточные гребни Инылъчекского хребта значительно более высоки и вне пределов листа нарастают до 5,5—6,5 *км*.

Сары-джасский хребет входит в рамки листа тоже своей западной частью. Его морфологический облик в этой части наиболее неопределенный. С юга он обрезан прямолинейной разработанной древними ледниками долиной Инылъчека и имеет всюду однообразно крутые склоны. Северный склон близ восточной кромки листа короток и отличается средней крутизной, определяемой равновесием незадернованных осыпей. Подножья хребта также довольно прямолинейны, переходят к северу в полого наклоненное междугорное плато, обрывающееся к долине р. Сары-джаса. В этом месте к Сары-джасскому хребту может относиться только узкая высокогорная полоса от южного края плато до днища долины Инылъчека не более 10 *км* ширины. К западу энергичная эрозия Сары-джаса и его притоков расчленила северное платообразное подножие хребта, значительно в него



Рис. 5. Пик Наливкина. Фото Д. И. Яковлева.

углубившись. Здесь северный борт хребта наметить почти не удается и ширина его возрастает до 20 *км*, сохраняясь таковой же на протяжении Сары-джасского хребта на западе — в горах Куйлю-тау.

Высшая точка западной части Сары-джасского хребта — пик Наливкина (рис. 5) — лежит в верховьях р. Шилуны. Он достигает 4790 *м*. К востоку и к западу от него по сильно расчлененному гребню расположены мало отличающиеся по высоте вершины. Им свойственно значительное оледенение. Многочисленные ледники длиной 2—3 *км* спускаются на север, подходя почти к подножью хребта в той части, где он переходит в плато. На южном склоне фирновых полей меньше, но некоторые ледники длиннее.

Сары-джасский хребет так же мало доступен, как и ранее описанные. Он имеет всего два перевала: Тюз, высотой 3985 *м* и Тез — 4145 *м*, отличающиеся сравнительно пологими северными подъемами и крутыми южными.

Западным продолжением Сары-джасского хребта служат горы Куйлю-тау. Со всех сторон их ограничивают реки и только в северо-западной части они прилегают к Терскей-алатау и соединяются с ним узкой перемычкой у перевала Куйлю. От Сары-джасского хребта Куйлю-тау отделяется глубоким и узким ущельем р. Сары-джаса, бывшим прежде совершенно недоступным. Только в 1934 г. по нему проложена вьючная тропа.

В морфологическом отношении Куйлю-тау представляет нагорье, образовавшееся из высоко поднятого пенеплена или частью из располагавшихся на нем останцовых гор, путем расчленения его по краям многочисленными реками, а на плато ледниками. Оно имеет облик крупного массива, погребенного под громадными массивами льда и снега, над которым господствует несколько острых вершин. Из них шатрообразный пик высотой в 5040 *м* носит название Менгу, а рядом высокий, еще более крутой, приближающийся по облику к игле, — пик Эдуард с абсолютной отметкой в 5259 *м*.

Горы Куйлю-тау имеют длину 50 *км* и ширину до 27 *км*.

Среди крупнейших морфологических образований Тянь-шаня выделяется хребет Терскей-алатау. Он обособляется от центрального поднятия Тянь-шаня близ пика Хан-тенгри, тянется некоторое время в почти широтном направлении и, подойдя к восточной рамке листа, меняет направление на юго-западное. На меридиане средней части оз. Иссык-куль он снова поворачивает параллельно широте и подходит к обширному нагорью у гор Джумгол. Длина его свыше 500 *км*, ширина местами достигает 50 *км*. В пределах листа лежит его наиболее высокая и недоступная часть с водораздельной линией близкой к 4860 *м*. Отдельные вершины близ меридиана г. Пржевальска отличаются особой высотой, и Александровская гора, по данным В. И. Масальского, имеет высоту 5490 *м*. На десятиверстной военно-топографической карте предельная отметка в этой части Терскей-алатау показана в 5249 *м*.

Хребет Терскей-алатау в восточной части носит облик высоко поднятого пенеплена с мягкими округлыми высотами. Он в этой части имеет много перевалов, лежащих почти в каждой вершине, и стекающих с него рек. Самые восточные перевалы через хребет в пределах листа находятся в отвершках р. Турука и имеют высоту 3315 и 3402 *м*. Западнее Турука рельеф водораздельной части хребта резко обостряется и подымается выше снеговой линии. Соответственно с этим повышаются и перевалы. Так, для дороги, идущей от р. Тюпа к Сары-джасу, высота перевала Кара-кия равна 3965 *м*. Близки к 4 *км* и наиболее часто посещаемые перевалы от р. Тургень-ак-су к вершине р. Оттука — Кара-гыр и рядом лежащий с ним Чон-ашу. Они являются и самыми западными, наиболее близкими к г. Пржевальску, кото-

рыми пользуются для прохода вглубь центрального Тянь-шаня к массиву Хан-тенгри и в бассейн р. Сары-джаса. Дальше к юго-западу на протяжении 50 *км* гребень Терскей-алатау практически недоступен. Правда, утверждают, что от вершины р. Каракола существует охотничья тропа, по которой с трудом можно провести ненавьюченных животных, но в основном эту часть хребта можно изучать только хорошо владея альпинистской техникой.

В самом юго-западном углу листа через Терскей-алатау проходит перевал в вершине р. Джуукучак, причем он достигает высоты 4545 *м*. Через него можно попасть на поверхность высоко поднятого плато в верховьях рек Арабель и Кум-тер, принадлежащих системе р. Нарына и следовательно бассейну Аральского моря, а также в верховье р. Ирташа, отдающего свои воды Сары-джасу, текущему в Таримскую впадину.

Хребет Терскей-алатау в пределах листа имеет асимметричное сложение. Его водораздельная линия проходит ближе к юго-восточному краю. Особенно близка она к подножью в вершине Сары-джаса, где она находится всего на расстоянии 4 *км* от водотока реки. Также близок водораздел к южному краю хребта в юго-западном углу листа в районе перевала Джуукучак. Соответственно с этим в указанных частях Терскей-алатау его южные и юго-восточные склоны очень коротки и сравнительно отлоги. В средней части листа расстояние от южного подножья хребта до его водораздельной линии возрастает до 10 *км*, но здесь резко увеличивается его высота и относительные превышения достигают $2^1/_2$ *км*. Соответственно с этим рельеф резко обостряется. Только одна река юго-восточного склона хребта — Оттук имеет значительную длину и глубоко врезывается в тело Терскей-алатау.

Северные и северо-западные склоны Терскей-алатау по сравнению с противоположными отличаются значительной длиной в 30—35 *км*, почти равной на всем протяжении описываемой части хребта. Склон на всем его протяжении не отличается однородностью падения, а часто имеет дополнительные поднятия, которые образуют второстепенные продольные хребты. Особенно хорошо они выражены в восточной части листа, где на хребте, параллельном водораздельному гребню Терскей-алатау, находятся вершины Бас-каркара и урочища Сары-джайляу. Этот хребет постепенно отходит от тела Терскей-алатау и смыкается с горами Чубар-джан и Сарагыр, а через них с Кунгей-алатау.

Относительные превышения водораздельной линии Терскей-алатау и расположенных на ней вершин над подножьем хребта и днищем Иссык-кульской впадины равняются 2,5—3 *км*. Но благодаря длине склона падение его относительно полого и в этом отношении резко отличается от склонов более южных хребтов, описанных ранее. Особенно этот контраст чувствуется, когда приходится переезжать с массива Хан-тенгри в Иссык-кульскую впадину. Крутые обрывистые хребты Сары-джас,

Ныльчек и Каинды, вертикальные стены прорезающих их, обычно непроходимых, ущелий, в Терскей-алатау сменяются гораздо более отлогими поверхностями склонов и сравнительно широкими долинами. Если в центре Тянь-шаня основной колорит создает обнаженный камень, скалистые отвесы и грандиозные каменные осыпи, среди которых только пятнами распределяются луговины и небольшие леса, то весь Терскей-алатау до снеговой линии покрыт зелеными лугами и ниже альпийской зоны обширными массивами лесов.

Оледенение Терскей-алатау очень значительно в особенности в его наиболее высокой части, входящей в пределы листа. Почти каждая крупная река в своих верховьях несет несколько ледников долинного типа, много висячих, иногда каровых. Только у восточного края листа на хребте почти нет вечных снегов.

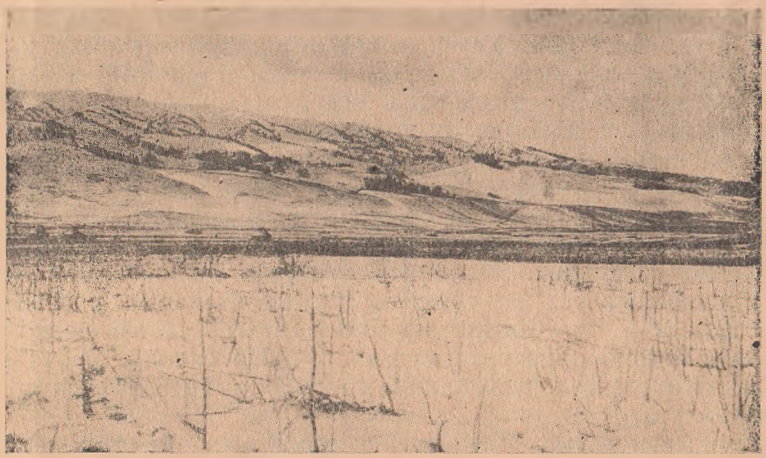


Рис. 6. Горы Сары-гыр в восточной части хр. Кунгей-алатау. Вид с юга. Фото П. А. Грюше.

Несмотря на очень большую высоту Терскей-алатау, крупных ледников на нем нет и самые большие едва достигают 5—8 *км*.

Хребет Кунгей-алатау начинается тремя ветвями в пределах самого листа. Южная ветвь отделяется от Терскей-алатау в урочищах Зиндан и Чар-кудук и после перевала Сантас принадлежит собственно к Кунгей-алатау, называясь Сары-гыр (рис. 6). Вторая ветвь начинается в средней части Каркаринской впадины, в вершине отлогой излучины р. Каркары. Наконец, третья протягивается от Кетменского хребта, отделяясь от последнего ущельем р. Чарыма. Она большей своей частью выходит за пределы северной рамки листа.

Морфологически Кунгей-алатау представляет резко выраженную горную гряду с очень крутым южным склоном и более пологим северным. Строение его в восточной оконечности асим-

метрично, причем южный склон более короток и крут по сравнению с северным. По направлению к западу водораздельная линия постепенно отходит к осевой части хребта, и у западной кромки листа длина северных и южных рек приблизительно равна. Высоты Кунгей-алатау в пределах листа подымаются от отметок близких к 1700 *м* днища Каркаринской и Кегеньской впадин — до 3823 *м* на западе. В пределы листа входит сравнительно низкая часть хребта, так как высоты его к западу продолжают нарастать и достигают 4662 *м*.

Водораздельный гребень Кунгей-алатау и вершины, расположенные на нем, довольно хорошо выдерживают свои высоты и в целом хребет представляет массивную стену, увенчанную рядом невысоких горных зубцов. Оледенение его в пределах листа невелико и ограничивается небольшими ледничками.

Остальные горные образования листа принадлежат к группе невысоких поднятий, приуроченных к большим впадинам. Так, в восточной части Иссык-кульской котловины тянется невысокий хребет, разделяющий ее в продольном направлении на две части. Этот хребет обособляется от Терскей-алатау у г. Чарджан. На востоке он носит название гор Чубар-джан с предельной отметкой 2539 *м*. К западу последние переходят в горы Тосма и далее в Ичке-тосма. Постепенно снижаясь, этот хребет подходит к Иссык-кулю и вдается в него большим мысом, носящим название Сухого хребта. Высшая точка его Сар-тюбе достигает 1696 *м*. Отличаясь небольшой высотой, этот хребет выделяется своеобразными морфологическими чертами по сравнению с ранее описанными снеговыми горными грядами. Он почти не имеет речек и расчленен бесчисленным множеством небольших ложков. От г. Тосма к юго-западу отходит маленькая гряда, которая заканчивается близ устья р. Джаргалана горой Тепке.

Помимо этих высот во впадине Иссык-куля на юго-восточном берегу озера подымаются две обособленные горы: Бербаш, высотой 1777 *м*, и Оргочер 2024 *м*. Они представляют невысокие пустынные поднятия, инкрустированные мелкими логами.

В Каркаринской впадине, в северо-восточном углу листа, расположен невысокий хребтик, носящий название Чуль-адыр. Он обладает относительно небольшой высотой, но резко выражен в рельефе. Юго-восточные склоны его круты, тогда как северные отлоги.

Особый облик горному рельефу листа придают участки древнего пенеплена, поднятые на громадную высоту. В редких случаях они сохраняются на водораздельных гребнях хребтов в виде небольших плато. Примером может служить западная часть Инышчекского хребта, покрытая покровным ледником, восточная часть Терскей-алатау, лежащая у снеговой линии, и некоторые участки Куйлю-тау. Также довольно редки сохранившиеся горизонтальные или наклонные древние денудационные поверхности на склонах хребтов или на их плечах. Первые наблю-

ляются на склонах Кандинского хребта у ур. Байш, ко вторым относятся платообразные предгорья Куйлю-тау в урочище Ариатоктыр и Терскей-алатау в урочище Шукюр. Зато крупными орографическими элементами листа являются обширные междугорные впадины. Генетически они представляют те же древние пенеплены, в той или иной мере разрушенные или засыпанные современными отложениями. Они находятся на различных гипсометрических уровнях и соответственно с этим отличаются своеобразием своих морфологических и климатических условий. Направление этих впадин выражено строго с юго-запада на северо-восток, соответственно основным структурным линиям Тянь-шаня. В общем они располагаются четкообразно одна за другой, разделяясь горными поднятиями. В пределы листа входят части двух цепей подобных впадин.

К северной цепи впадин принадлежит Иссык-кульская котловина и следующая за ней область понижений рек Каркары и Кегени.

Низшие отметки Иссык-кульской котловины соответствуют берегу Иссык-куля. Они равны 1573 *м* и снижаются по дну озера до его наибольшей глубины, уходящей ниже зеркала вод до 702 *м*. Внеозерное днище Иссык-кульской котловины занято степными участками, постепенно повышающимися к горам. В зависимости от высоты последних, их экспозиции по отношению к странам света и количества стекающих с них вод, характер дна котловины довольно сильно меняется. У подножий Терскей-алатау, в пределах листа, степная полоса достигает 20 *км* ширины, и на ней располагаются обширные конусы выносов стекающих с хребта рек. Из них наибольшее значение имеют Ак-су, Каракол, Джеты-огуз и Кызыл-су. На конусах выноса этих рек очень удобно распределяются проточные воды и потому здесь расположены наиболее плодородные обрабатываемые земли. К востоку вдоль подножий Терскей-алатау днище Иссык-кульской котловины постепенно подымается и сужается. Здесь оно также удобно орошается горными водами и представляет цветущую долину реки Джаргалан и его притоков.

Подножья Кунгей-алатау имеют значительно меньшую ширину. Многочисленные мелкие реки, спускающиеся с него, не образуют крупных эрозионных систем, поэтому обработанные участки вдоль них более разрознены. Эта часть Иссык-кульской котловины принадлежит бассейну р. Тюпа.

Осевая часть Иссык-кульской впадины прилегает к невысоким описанным выше горам Тосма и Ичке-тосма, не имеющим сколько-нибудь заметного количества собственных проточных вод. Поэтому она ими почти не орошается и здесь возможно только богарное полеводство. Оно не всегда дает обеспеченный урожай и поэтому здесь находится много необработанных земель, и страна местами приобретает пустынный облик.

Каркаринская впадина лежит значительно выше Иссык-кульской. Близ западной оконечности гор Чуль-адыр высота ее равна 1837 *м*. Вследствие большой высоты климат во впадине

достаточно суров и полеводство здесь почти совсем невозможно. В целом это чашеобразная котловина с равнинным днищем, наклоненным к реке Каркаре (рис. 7). Реки текут по ней сравнительно медленно и в некоторых местах образуют болота. Вытянута впадина в северо-восточном направлении и смыкается с урочищем Сары-джас, лежащим вне рамок листа.

К северу от гор Чуль-адыр и средней восточной гряды Кунгей-алатау расстилается обширная равнинная степь, принадлежащая долине реки Кегени и нижнему течению Каркары. Степь дренирована небольшим количеством логов, идущих к Каркаре или Кегени. В юго-восточной части ее имеется участок, где третичные и четвертичные породы передуваются ветром настолько, что здесь образовалась небольшая площадь песков Кум-текей.

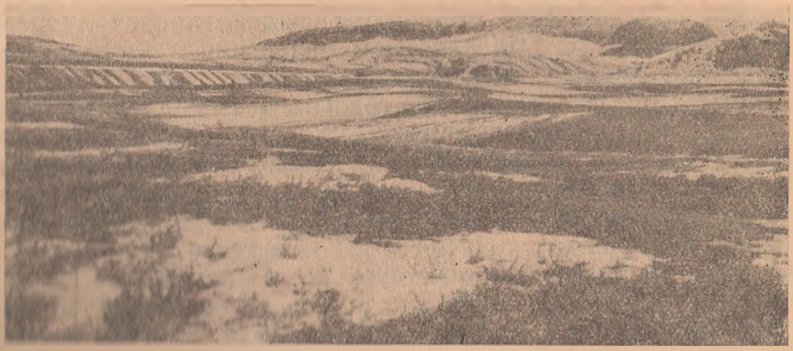


Рис. 7. Рельеф Каркаринской равнины к северо-востоку от хр. Кунгей-алатау. Фото П. А. Грюнберга.

Зато у северной кромки листа в самом центре впадины в углу, образуемом Каркарой и Кегенью, находится обширное болото Булак-сай. В настоящее время в этой впадине близ районного центра Кегень делаются попытки к введению полеводства. В целом Каркаринская и Кегеньская впадины представляют прекрасные луга, которые позволяют заготовлять громадное количество сена. Они в настоящее время являются центром крупного скотоводческого района.

Обширные междуторные впадины чрезвычайно характерны для срединных частей Центрального Тянь-шаня и образуют вторую — южную цепь их. Особенно широко развиты они по р. Нарыну и от него протягиваются на северо-восток. В пределах листа к полосе этих впадин приурочены большие высоты и могучая гидрографическая сеть, питаемая грандиозными подъятиями Терскей-алатау, Куйлю-тау и массива Хан-тенгри. Поэтому впадины чрезвычайно разработаны агентами эрозии и совершенно утратили свой равнинный облик. Только кое-где уцелели платообразные поверхности на водораздельных гребнях и на их склонах. Зато в верховьях р. Сары-джаса, куда новей-

39 г.о

ший эрозионный цикл только подходит, сохранились более обширные степные пространства, вытягивающиеся полосой между хребтами Терскей-алатау и Сары-джасским. Ширина их не превышает 15 *км*; длина 40, а в пределах листа 20 *км*. Высота этой междугорной впадины колеблется в пределах от 3100 до 3800 *м* и таким образом лежит в зоне альпийских лугов. Она представляет полого наклоненную поверхность, идущую от северных подножий Сары-джасского хребта к реке Сары-джасу и обрывающуюся к ней крутыми склонами или отвесными скалами. В западной части эта равнина довольно сильно расчленена притоками Сары-джаса, тогда как в восточной они только едва начинают в нее врезаться.

Междугорная впадина в верховьях Сары-джаса представляет прекрасные выпасные угодья как летом, так и зимой. Незначительное количество атмосферных осадков, выпадающих здесь, не создает сколько-нибудь мощного снежного покрова. Он легко сходит даже зимой под влиянием испарения и нагрева лучами солнца на южных склонах мелких морфологических элементов.

Междугорные впадины Центрального Тянь-шаня у местного населения носят название «сырты». Но этот термин не является характерным для определенных геоморфологических единиц типа древних пенепленов, так как под ними местное население подразумевает также и широкие открытые троговые долины. Буквальный перевод слова «сырт» — «потусторонний», что соответствует представлениям местных жителей, которые зимой живут в Иссык-кульской котловине или на равнинах, окружающих Центральный Тянь-шань, а на лето уходят за высокие передовые хребты его во внутренние горные области на привольные альпийские выпасные угодья. Последние, независимо от их генетического происхождения, и обозначаются словом «сырт».

Горные образования листа и лежащие между ними впадины определили положение, характер и величину гидрографической сети, которая, как уже излагалось выше, принадлежит к трем разобщенным бассейнам.

Иссык-кульская котловина получает воды из многочисленных рек, спускающихся с окружающих ее высот. В зависимости от длины склонов они дают тот или иной тип рек. Кунгей-алатау с его коротким южным склоном имеет множество мелких речек, которые не успевают собраться в крупные гидрографические системы и разобщенно впадают либо в озеро Иссык-куль, либо в текущую вдоль подножья хребта р. Тюп. Значительно более высокий Терскей-алатау, посылающий гораздо большее количество влаги Иссык-кульской котловине, имеет длинный северный склон. На нем многочисленные местные потоки собираются в сравнительно крупные реки. Они глубоко расчленяют хребет и текут в обширных долинах. В верховьях их находятся участки, разработанные ледниками, с характерными трогами и сравнительно пологим падением. Почти на всем протяжении Терскей-алатау сохранились еще ледники. Только у восточной рамки листа в верховьях реки Турука и у реки Джергалана их совер-

шено нет, хотя троги, как наследство древнего оледенения, хорошо выражены. При переходе ледниковых частей этих долин к эрозионным падение их резко увеличивается и почти всюду образуются узкие ущелья, в которых стремительно несутся реки, часто образуя водопады. В нижней части ледниковых участков появляются леса, тянущиеся до подножий Терскей-алатау. Выйдя из гор, эти реки образуют в Иссык-кульской котловине обширные конусы выноса, а в восточной части ее непосредственно впадают в Джаргалан. Наиболее своеобразно течение р. Тюп. Начинаясь на водораздельном гребне Терскей-алатау, она спускается с него, изменяя свой троговый тип на эрозионный, и сравнительно открытым ущельем пропиливает гору Чубар-ажан, проходит вплотную к южному склону Кунгей-алатау и здесь течет в широтном направлении, уходя к озеру Иссык-кулю.

Реки, принадлежащие Балхашскому бассейну, в пределы листа входят только своими вершинами. Они стекают с водораздельного гребня Кунгей-алатау, направляясь на западе листа к р. Чилику, на востоке — к Чарыну. Две вершины последнего, Каркара и Кегень, имеют много своеобразных черт. Кегень начинается вне пределов листа в обширной междугорной котловине и питается многочисленными реками, спускающимися с хребта Кетмень. Река почти на всем протяжении имеет степной облик, течет в низких, часто болотистых берегах, сильно меандрирует и образует широкую пойменную террасу.

Очень интересны долины верховий Каркары — р. Кок-джар и впадающего в нее крупного притока — Турука. Они на всем своем протяжении представляют открытые широкие троги, которые подходят вплотную к второстепенному хребту на склоне Терскей-алатау и пропиливают его в урочище Сарт-джол. Здесь река сразу переходит в ущелье, необычайно крутое и дикое и совершенно недоступное. С этого места она получает название Каркары и выходит в Каркаринскую впадину.

Северо-восточный угол листа находится еще в пределах Балхашского бассейна. Здесь на северном склоне Терскей-алатау расположены верховья р. Текеса, который вначале имеет северо-западное направление. Выйдя к подножьям хребта, он круто поворачивает на восток и, протекая вдоль подножий массива Хантенгри, а затем хребта Тянь-шань, получает с их громадных площадей ледникового оледенения массы воды и образует одну из главных вершин реки Или.

Река Сарыджас принадлежит к Таримскому бассейну и является главной гидрографической осью восточной половины Центрального Тянь-шаня. Начинается она в 30 *км* к востоку от площади листа, вытекая из-под ледника Семенова. В лист она входит в широкой открытой троговой долине, совпадающей с описанной выше Сарыджасской междугорной впадиной. Несколько выше впадения р. Тюза Сарыджас начинает переуглублять свое русло и образует неглубокое скальное ущелье, вложенное в трог. Вначале река течет в юго-западном направлении вдоль подножий южного склона Терскей-алатау (рис. 8). При-

ния в себя крупный приток Оттук, она поворачивает на юг и пересекает высокую горную гряду, отделяя Сары-джасский хребет от гор Куйлю-тау. Здесь русло реки приобретает облик крутого скального ущелья, расширяющегося только в месте впадения в нее



Рис. 8. Долина Сары-джаса у подножий Терскей-алатау. Фото Д. И. Яковлева.

р. Куйлю. Ущелье р. Сары-джаса на месте пересечения ею водораздельного гребня Сары-джасского хребта и Куйлю-тау необычайно узко и круто. Только миновав эту теснину, река подходит

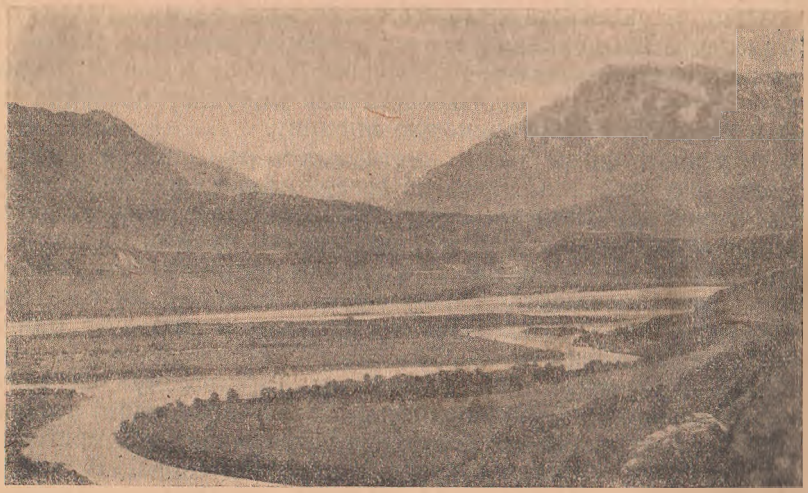


Рис. 9. Сары-джас у южной рамки листа. Фото Д. И. Яковлева.

к широкой долине р. Инылычек и сама проникает в значительное расширение в горах, выработанное древним Инылычекским ледником, входившим в долину Сары-джаса. Эта открытая часть долины Сары-джаса примыкает к южной рамке листа (рис. 9).

Из крупных притоков Сары-джаса, находящихся в пределах листа, следует указать на р. Куйлю, текущую в северо-восточном направлении между Терской-алатау и Куйлю-тау и питаемую громадным количеством ледников, находящихся на обеих этих горных грядах. Долина Куйлю очень широка и открыта.

Р. Иныльчек течет вдоль Сары-джасского и Иныльчекского хребтов. В верховьях ее находится один из величайших ледников земного шара, превышающий 80 *км* длины. В эпоху наибольшего оледенения ледник Иныльчек достигал р. Сары-джаса и разработал всю долину реки в широкий открытый трог. На значительной части своего протяжения днище долины покрыто флювиогляциальными отложениями и достигает ширины 2 *км*. Только вблизи Сары-джаса намечаются некоторые переуглубления русла реки и в древний трог врезывается широкая открытая эрозионная долина (рис. 10).

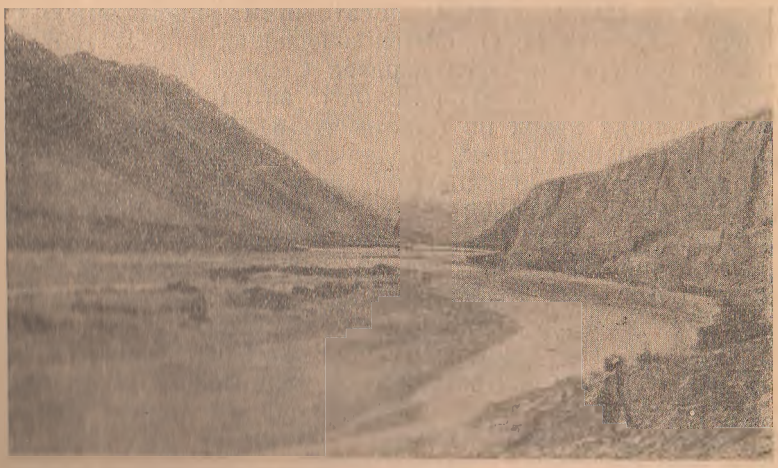


Рис. 10. Нижняя часть долины Иныльчека. Фото Д. И. Яковлева.

В юго-восточном углу листа протекает своей средней и верхней частями р. Каинды. Она на всем протяжении носит троговый облик и только ниже устья р. Ат-джайляу пропиливает ригель и на некотором расстоянии приобретает характер ущелья. Ниже ригеля опять начинается открытая широкая долина.

Всего в 5—6 *км* к юго-востоку от Каинды, за узким, но очень высоким гребнем Каиндинского хребта, находится вершина р. Уш-булактер, впадающей затем в Кок-кан, крупный приток Сары-джаса.

Мелкие реки, впадающие в Сары-джас, так же как и в его большие притоки, отличаются коротким течением, очень крутыми падениями и суровыми, часто недоступными, ущельями. Обычно долины настолько узки, что они не превышают ширины самого водотока. Склоны иногда нависают и закрывают небо, а в некоторых случаях крупные обвалы забивают совершенно просветы узких каньонов, и река течет под каменными сводами.

Глава II

ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

Первым русским ученым, посетившим описываемую часть Тянь-шаня, является П. П. Семенов-Тяньшанский. В 1857 г. он проехал из г. Верного через перевал Санташ к восточному берегу озера Иссык-куль и поднялся затем на перевал Заука (Джууку), пройдя вверх по одноименной речке вдоль западной границы листа нашей карты, но уже за пределами последней. Им дано краткое географическое описание перевала Санташ, озера Иссык-куль, теплых ключей на рр. Ак-су и Джеты-огуз в районе г. Пржевальска, а также маршрута на перевал Заука. Для долины р. Ак-су упомянуты выходы гранитов. При слиянии рр. Заука и Кашка-су отмечены красноцветные конгломераты; выше по р. Зауке — сиениты, в верховьях ее — зеленые сланцы (85, 86). Кроме того, П. П. Семеновым был проделан маршрут через долины рек Каркары и Кок-джара в верховье р. Сары-джаса, в истоках которого им была открыта группа больших ледников. По р. Сары-джасу П. П. Семенов спустился затем до устья р. Куйлю (85, стр. 23; 87, стр. 29; 88, 89). П. П. Семеновым установлено отсутствие современных вулканических явлений во всей посещенной области Тянь-шаня, а также высказано сомнение в существовании современных вулканов в Тян-шане вообще, что противоречило взглядам А. Гумбольдта (87, стр. 31, 33).

В 1859 г. в северной части листа нашей карты между восточным концом озера Иссык-куля и р. Кегенем работал А. Ф. Голубев, производивший определение астрономических пунктов и барометрических высот. В своих отчетах Голубев кратко сообщает географические данные по исследованному им району. К одному из отчетов (18) приложены географическая карта и гипсометрический профиль Тянь-шаня от городов Копала и Верного через оз. Иссык-куль до г. Уч-турфана в Китае.

Следует отметить затем и работу М. Венюкова, уточнившего данные о географическом положении озера Иссык-куль (14).

В 1864 г. вдоль северной подошвы хребта Терскей-алатау прошел маршрут Н. А. Северцова. Автором описаны: перевалы Санташ и Кызыл-кия, долина р. Джаргалана и речка Ак-су, р. Джеты-огуз, устьевая часть р. Кызыл-су и юго-восточное побережье

оз. Иссык-куля. В работе приводится целый ряд геологических данных, в частности отмечаются граниты и каменноугольные известняки на р. Ак-су, а также красноцветные и зеленоватые глинистые отложения в районе р. Джеты-огуза (г. Ургарчар или Оргочер), где по мнению автора возможны залежи каменного угля; отмечаются также следы древнего оледенения на р. Ак-су и др. (84, стр. 143—174).

В 1869 г. большое путешествие по Тянь-шаню совершает А. В. Каульбарс. В его отчете, вышедшем в 1875 г., дается лишь географическое описание горных хребтов, рек, ледников, путей сообщения. Для нашего района, в частности, описываются: хребет и река Сары-джас, хребет Куйлю-тау, р. Ирташ и теплые ключи на р. Ак-су (39).

В 1875 г. И. В. Мушкетов захватил своими исследованиями восточные и северные берега Иссык-куля, а также проследил за западной границей нашего листа строение хребта Терскей-алатау в районе перевалов Барскоун и Джуука. Из магматических пород он выделяет, кроме кислых интрузивов, целый ряд основных и кислых эффузивов; расчленяет метаморфические свиты, выделяя слюдистые, хлоритовые, тальковые сланцы и змеевики; отмечает также значительное распространение нижнекаменноугольного известняка и, кроме того, впервые указывает на наличие среднекаменноугольной фауны в районе Ак-суйских термальных источников. Толщу глин и грубых обломочных пород с растительными остатками, налегающую несогласно на палеозой, И. В. Мушкетов впервые относит к юре. Красноцветные же конгломераты и песчаники, широко развитые в районе Джеты-огуза, он относит к третичной системе. Современный вулканизм в Тянь-шане И. В. Мушкетовым окончательно отрицается (56; 58; 59, т. 2).

В 1904 г. И. В. Мушкетовым и Г. Д. Романовским была издана первая геологическая карта Туркестана в масштабе 40 верст в дюйме. На этой карте в районе восточной части бассейна Иссык-куля было отмечено распространение озерных третичных, юрских и каменноугольных отложений, а также кристаллических сланцев; осадочные породы располагаются ближе к озеру, тогда как кристаллические сланцы и тесно с ними связанные магматические породы приурочены к осевым линиям хребтов (70).

В 1904 г. по юго-восточному берегу Иссык-куля проехал ботаник Н. Сорокин, очень кратко опубликовавший свои географические наблюдения (92).

В 1886 г. по инициативе П. П. Семенова и И. В. Мушкетова Географическим обществом была организована комплексная экспедиция для изучения района Хан-тенгри в составе горного инженера Н. В. Игнатьева, ботаника А. Н. Краснова, топографа А. Александрова и художника-фотографа Хлудова. Обширная программа работ экспедиции была разработана И. В. Мушкетовым (57).

В следующем 1887 г. были опубликованы предварительные отчеты Н. В. Игнатьева и А. Н. Краснова (31, 32, 47), позднее

вышел полный отчет А. Н. Краснова (48) и еще позднее было напечатано сообщение топографа А. Александрова (2).

Н. В. Игнатьев в пределах описываемой нами четверти листа посетил долину р. Сары-джаса выше устья р. Беркут, а также долины рр. Кок-джара и Каркары. Кроме того, им был проделан маршрут в долину Инышчека через перевал Тез. Для долины Сары-джаса отмечена находка нижнекаменноугольных известняков с визейской фауной (у устья р. Ичкеле-таш). Нижнекаменноугольные известняки, по наблюдениям Игнатьева в верховье р. Кок-джара, согласно пластуются с более древними немыми глинистыми сланцами. Для перевала Тез отмечены немые сланцы, гранит, мрамор.

Отчеты А. Н. Краснова также представляют некоторый геологический интерес. Автор приходит к выводам о том, что Тянь-шань в третичное время представлял архипелаг островов, в четвертичный же период, во время древнего оледенения, в долинах и предгорьях имели большое развитие пресноводные озера. Позднее наступило изменение климата в сторону все большей сухости, продолжающееся и по настоящее время (48, стр. 23—79).

А. Александров в своей статье описывает путь по проделанным им маршрутам.

Последующие годы не принесли с собою сколько-нибудь крупных геологических и физико-географических работ. Следует отметить экспедицию Алмаши, исследовавшую Тянь-шань с зоогеографическими целями в 1899 г. Алмаши впервые описал и выделил, в качестве самостоятельной орографической единицы, Каиндинский хребет, названный им хребтом Уч-чат (112).

В следующем 1900 г. Центральный Тянь-шань посетила экспедиция Боргезе, целью которой было восхождение на пик Хан-тенгри. В безуспешных поисках доступа к Хан-тенгри экспедиция прошла через перевал Ат-джайляу в долину р. Каинды, а затем далее на юг за границу листа нашей карты в долину р. Кой-капа. Описание путешествия опубликовано одним из спутников Боргезе, А. Брокерелем (113; 114).

В 1902 г. Центральный Тянь-шань исследовала большая экспедиция под общим руководством профессора ботаники Томского университета В. В. Сапожникова. В пределах нашей четверти листа экспедиция посетила район оз. Иссык-куля, а также долины рр. Сары-джаса, Куйлю, Теректы и др.

В. В. Сапожниковым даны общие описания маршрутов, богато иллюстрированные фотографиями, а также сообщены наблюдения над ледниками (81; 82).

Больший интерес представляет для нас работа участника экспедиции М. Фридрихсена, еще раньше напечатавшего на основании литературных источников сводную статью по морфологии Тянь-шаня (116). В экспедиции Сапожникова Фридрихсен принял на себя морфологическую и геологическую части работ.

В своих отчетах Фридрихсен останавливает внимание на молодых послепалеозойских образованиях на берегах Иссык-куля и высказывает предположение, что красные конгломераты связаны в своем образовании с осыпями склонов, имеющими вообще

громадное значение в морфологии Тянь-шаня. Он уделяет также много внимания географии и морфологии Тянь-шаньских хребтов: подробно говорит об их древнем и современном оледенениях, о развитии продольных долин и придает особое значение в позднейшей истории Тянь-шаня вопросу о происхождении Тянь-шаньских сыртов (117, стр. 119—149, 154—166; 119). Приложенная к основной работе Фридрихсена (117) географическая карта с отмеченными посредством надписей выходами пород, а также элементами рельефа, дает хотя и очень общую, но все же довольно правильную картину.

Образцы горных пород, собранные Фридрихсеном, были определены и описаны И. Петерсеном (137). Собранная же Фридрихсеном нижнекаменноугольная фауна была определена Э. Шелльвином (142).

В 1908 г. Фридрихсен опубликовал статью о современном оледенении района Хан-тенгри и следах древнего оледенения в Тянь-шане. Статья эта представляет сводку его собственных наблюдений, а также наблюдений всех других исследователей, кончая экспедицией Мерцбахера (118).

Широко известная экспедиция Мерцбахера (в 1902—1903 гг.) захватила лишь восточный край описываемой нами четверти листа. Географические работы самого Мерцбахера поэтому для нас большого значения не имеют. Перечисляем главнейшие из них в списке литературы (129—136).

Гораздо больше значения имеют для нас работы Кейделя и Гребера — геологов экспедиции Мерцбахера.

Работы Кейделя безусловно дали основу для дальнейшей разработки вопросов стратиграфии и тектоники Тянь-шаня. Наиболее важной для нас является работа о строении северной части Центрального Тянь-шаня, к северу от долины р. Каинды (120, 127).

Самыми древними отложениями Центрального Тянь-шаня по данным Кейделя является сборная группа филлитов и глинистых сланцев. Наиболее древние ее члены выходят за восточной рамкой нашей карты в верховьях рр. Сары-джаса и Баян-кола в виде филлитов с прослоями амфиболитов и гнейсов. Возраст этих отложений по мнению Кейделя все же не старше кембрия. Наиболее молодым членом этой свиты являются глинистые сланцы с *Conularia* на перевале Кашка-тор. Следующим по возрасту отложением является нижний карбон, представленный известняками с конгломератами в основании. Нижний карбон налегает трансгрессивно с угловым несогласием как на только что описанную свиту филлитов и сланцев, так и на прорывающие ее граниты. Только в одном месте (перевал Тюз) намечается интрузивный контакт очевидно более молодых гранитов с известняками нижнего карбона. Верхняя часть нижнекаменноугольных отложений представлена красноватыми известняками и пестрыми гипсоносными мергелями, образовавшимися в результате регрессии нижнекаменноугольного моря. Верхнекаменноугольное море, осадки которого изучались Кейделем на южном склоне

Тянь-шаня в пределах Китая (125, 127), сюда не распространялось. Следующими по возрасту являются пресноводные третичные отложения, налегающие на палеозой с угловым несогласием. В верхней их части, к северо-западу от Каркары, были найдены гастроподы плиоценового облика, описанные Шлоссером под именем *Planorbis keideli* и *Planorbis karkaraensis* (143, стр. 375—376, 381—395, 396—397).

В тектоническом отношении северная часть района, по представлению Кейделя, является древним островом докаменноугольных гор, на который трансгрессивно отложились осадки нижнего карбона. В конце нижнего карбона последовала регрессия, а затем в верхнем карбоне снова трансгрессия, захватившая лишь южные склоны Тянь-шаня. Послекаменноугольные движения были очень сильны и сопровождались интрузиями гранита. Новейшие движения выразились в дислокации третичных отложений, а самые молодые — в нарушениях среди постплиоценовых доледниковых конгломератов.

Много внимания уделяет Кейдель Тянь-шаньским сыртам. Пенепленизированные поверхности сыртов образовывались, по его мнению, одновременно с накоплением мезозойских континентальных отложений в других местах. Кейдель пытается проследить линии более молодых дизъюнктивных дислокаций, ограничивающих поверхность сыртов.

К работе Кейделя приложены схематическая геологическая карта и ряд разрезов.

Образцы пород, собранные Кейделем, были петрографически описаны Рихарцем, но работа эта для нас особого значения не имеет, так как касается исключительно района Хан-тенгри (141).

Палеонтологический материал, найденный Кейделем в каменноугольных известняках, был обработан участником второй экспедиции Мерцбахера (1907—1908 гг.) Гребером (120, 121). Работы Гребера дали возможность параллелизовать верхнюю часть известняков перевала Сарт-джола и р. Джеты-огуза с серпуховскими слоями. Позднее в своих работах по южному Тянь-шаню Гребер опубликовал общие соображения о тектонике всего Тянь-шаня, базирующиеся на оставленной в настоящее время идее перекрещивающейся складчатости (122, 123).

Большое значение для изучения геоморфологии Тянь-шаня имеют работы Девиса и Хантингтона (115, 124), входивших в состав экспедиции Пампелли 1903 г. Исходя из морфологических наблюдений в области Тянь-шаньских сыртов, исследователи приходят к заключению, что континентальная эпоха, продолжавшаяся в течение всего мезозоя и третичного периода, снивеллировала Центральный Тянь-шань до состояния пенеплена; последний впоследствии был разбит сбросами. При этом отдельные расколовшиеся глыбы были подняты на разную высоту, а сопровождавшие этот подъем боковые давления дали отдельным глыбам некоторые наклоны. По времени эти дислокации относятся к послетретичному возрасту. На основании изучения древних речных террас, связанных с ледниковыми отложениями,

авторы допускают наличие в Тянь-шане шести древних ледниковых эпох.

В 1907 г. выходит описание путешествия по Тянь-шаню ботаника В. И. Липского, проделавшего в пределах листа нашей карты путь через перевал Шаты (в Кунгей-алатау) на Каракол, Джеты-огуз и далее через перевал Джуукучак на р. Арабель. Работа написана в стиле путевого дневника, не представляющего для нас большого интереса (53).

Приблизительно в это же время, в 1906 г., Тянь-шань исследовал венгерский геолог Принц, ряд маршрутов которого проходит по описываемой нами территории. Общий отчет Принца вышел на венгерском языке в виде дневника, содержащего маршрутные описания, среди которых рассеяны геологические данные. Мы знакомы с этим отчетом по несколько сокращенному немецкому переводу (138). Заметим, что Принцу первому удалось пройти, воспользовавшись зимним временем, участок р. Сары-джаса между устьями рр. Куйлю и Инышчека. Ощутительных геологических результатов этот маршрут, однако, повидимому, не принес (138, 1908 г., вып. I, стр. 4—12).

Специальная статья посвящена Принцем древнему оледенению северной части Тянь-шаня. Для нашего района даются сведения о древних террасах Иссык-куля, бассейна Джаргалана, Кетеня и Каркары (140, стр. 42—69).

В 1909 и 1910 гг. К. И. Аргентов, производивший исследования, главным образом в Сонкульском и Нарынском районах, посещает юго-восточную часть Иссык-кульского бассейна и дает описание термальных источников Ак-су и Джеты-огуза (3, карта и разрезы приложены к 4; 5; 7). Он же в 1913 г. вторично посещает Иссык-куль (6). В своих работах К. И. Аргентов касается красноцветных отложений южного берега, указывая на их несогласие с палеозоем. В соответствии с мнением И. В. Мушкетова он приписывает им третичный возраст. Им же впервые описывается для нашей территории местонахождение угля в верхнем течении р. Джаргалана и восточной части Иссык-кульской впадины. Возраст вмещающих угли свит определяется по К. И. Аргентову предположительно как юрский.

В 1911 г. Иссык-кульский бассейн посещается экспедицией по изучению бывшего в том же году известного землетрясения. Руководил экспедицией К. И. Богданович. Наибольший интерес для Иссык-кульского района представляют намеченные экспедицией сейсмические дислокации в восточной части хребта Кунгей-алатау.

В 1912 г. в бассейне Сары-джаса, Инышчека и Каинды работает почвенно-ботаническая экспедиция Переселенческого управления под руководством В. Н. Шнитникова и снова при участии В. В. Сапожникова (98, 83). Одновременно с ней группа военных топографов производит здесь двухверстную съемку (96).

Результаты почти всех указанных работ резюмированы во втором издании I тома «Туркестана» И. В. Мушкетова; этот том вышел в 1915 г. с рядом дополнений других авторов (59).

Большие работы в северной части нашего района были произведены в 1914 г. по поручению Отдела земельных улучшений группой геологов под руководством Н. Г. Кассина. Вышедшая в результате экспедиции в 1915 г. работа (37) является первым планомерным геологическим исследованием Иссык-кульского бассейна, включающим также описание гидрогеологических условий и оледенения. Приложенная десятиверстная геологическая карта охватывает северные склоны хребта Терскей-алатау до долины р. Тюп на северо-востоке, а также южные склоны восточной оконечности хребта Кунгей-алатау. Продолжением этой работы является исследование Кетменского хребта и северного склона восточной части хр. Кунгей-алатау, произведенное группой Н. Г. Кассина в 1915 г. Эта работа также сопровождается десятиверстной геологической картой (38).

Н. Г. Кассин дает первое систематическое описание магматических пород Терскей- и Кунгей-алатау, а также Кетменского хребта. Для бассейна Иссык-куля он выделяет две главные фазы гранитных интрузий: первую из них, представленную серо-розовыми гранитами и диоритами, он относит к верхнему девону, а вторую, в виде внедрений серых гранитов, диоритов и габбро, — к среднему карбону. Вулканическая деятельность на этом, по мнению Н. Г. Кассина, не заканчивается, так как возможно допустить наличие интрузивных процессов также и в течение верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, до начала юры включительно. Кристаллические сланцы, широко развитые в Иссык-кульском бассейне, Н. Г. Кассин условно относит к силуру и пытается выделить по признаку меньшей метаморфизированности отложения нижнего и среднего девона. Последняя попытка не подтверждается его сотрудниками. Каменноугольные отложения на карте Иссык-кульского бассейна показаны без разделения на нижний и средний карбон. В тексте же указывается на расчленение нижнего карбона на два горизонта, верхний из которых сопоставляется с установленной П. Гребером серпуховской (иордальской) свитой и, кроме того, для северных склонов восточной оконечности Кунгей-алатау, наряду с фаунистически охарактеризованными нижнекаменноугольными известняками, описывается мощная свита известковых песчаников, отнесенная условно к среднему карбону. Нижний карбон залегает всюду трансгрессивно и обнаруживает резкие угловые несогласия со сланцевой свитой; вопроса же об угловом несогласии между нижним и средним карбоном автор не затрагивает. Останавливаясь на месторождениях каменного угля по южному берегу Иссык-куля, Кассин приводит список флоры, найденной его сотрудником Л. З. Лемпертом. Состав флоры впервые, по определению А. Н. Криштафовича, точно устанавливает юрский возраст угленосной свиты. Впервые также даются Н. Г. Кассиным анализы углей района Согуты и верховий Джергалана, а также вновь открытого месторождения Сютты-булак (около Джеты-огуз). Что касается соотношений юры с покрывающей ее свитой красноцветных конгломератов, то Кассин не разрешает вопроса о наличии между ними угло-

вого согласия или несогласия, но все же считает возможным условно отнести красноцветную свиту к мелу. Она покрывается фаунистически охарактеризованной третичной свитой соленосных и гипсоносных глин и песчаников. Древние озерные отложения им выделяются как неоген — постплиоцен. С постплиоценом, по мнению Н. Г. Кассина, связываются две эпохи оледенения. В первую эпоху ледники спускались до абсолютной высоты 1700 *м*, а во вторую — до 2130 *м*. Современной эпохе он приписывает общее отступление ледников до абсолютной высоты 3100—3400 *м*.

Первые пликативные дислокации Н. Г. Кассин условно относит к силуру и более определенно к верхнего девону. Следующей эпохой значительных пликативных дислокаций, формировавших Тянь-шань, является конец палеозоя; к этому же времени можно условно отнести и начало радиальных движений. Юрский и меловой периоды, по мнению Н. Г. Кассина, характеризуются слабой тектонической деятельностью. Возобновление пликативных дислокаций, смявших меловые и юрские осадки, относится к палеогену, равно как и опускание Иссык-кульской впадины. Продолжение радиальных движений и формирование современных горных хребтов и Иссык-кульской впадины падает уже на время четвертичной межледниковой эпохи. Указывая на бедность магм газами и малую их активность, Н. Г. Кассин сомневается в нахождении в Иссык-кульском бассейне промышленных месторождений металлических полезных ископаемых. В отношении же неметаллических он, наоборот, допускает возможность значительного промышленного значения юрских углей, а также мирабилита, найденного геологами его группы в третичных отложениях района Каркары. О минеральных источниках Н. Г. Кассин пишет кратко, не затрагивая возможности их курортного значения.

Работами группы Н. Г. Кассина подводится итог геологическим исследованиям, выполненным до Октябрьской Революции.

После Октябрьской Революции с одной стороны появляется ряд важных обобщающих работ Д. В. Наливкина (60) и В. А. Николаева (68, 71), с другой стороны в Тянь-шане бурно развертываются новые исследовательские работы. В интересующем нас районе последние, главным образом, ведутся Академией наук СССР, Центральным научно-исследовательским геолого-разведочным институтом, б. Всесоюзным экспедиционным комитетом Главного геологического управления, Среднеазиатским геологическим трестом, Комитетом 2-го международного полярного года и Украинской комплексной экспедицией.

Работы Академии наук, начатые в 1929 г., производились на нашей территории главным образом в связи с изучением термальных источников. Прежде всего здесь следует отметить работы Н. М. Прокопенко, давшего, частью в сотрудничестве с Л. В. Комлевым, систематическое описание термальных источников Тянь-шаня, в том числе и на нашей территории (73; 43), для которой Н. М. Прокопенко подчеркивает возможность ши-

рокого курортного использования источников Джеты-огуза и Ак-су. Н. М. Прокопенко высказывается за фреатическое происхождение источников и ставит их повышенную температуру в связь с увеличением температуры в глубину по закону геотермического градиента. Касаясь вопросов об образовании трещин, с которыми связаны выходы источников, Н. М. Прокопенко относится скептически к наличию в Тянь-шане крупных, поперечных простиранию свит, разрывов.

В связи с исследованием терм, Н. М. Прокопенко был проделан большой маршрут по пересечению Тянь-шаня, прошедший из г. Пржевальска на юго-запад вдоль Иссык-куля, а затем непосредственно за западной границей нашего листа вверх по долине Джуука. Для нас представляют непосредственный интерес проводимые автором попутные геологические наблюдения, а также приложенная к его статьям геологическая карта (61,74).

В связи с этим пересечением Л. В. Комлевым, Н. М. Прокопенко и В. В. Чердынцевым было произведено исследование радиоактивности некоторых пород Терской-алатау и более южных частей Тянь-шаня. Авторы приходят к выводу, что среднее содержание радия и урана в массивных породах Терской-алатау характеризует степень радиоактивности этого массива как нормальную (42).

В этом же издании Академии наук помещены статьи геологов Бюро газовых месторождений М. Г. Концевича и Д. П. Прочухана.

М. Г. Концевич (44) для территории нашего листа дает в своей работе описание и топографические планы источников Бозщук, Алтын-арасан и Кызыл-су, описывает также источник Джукучак. Главной его задачей являлись наблюдения над режимом источников, а также анализ воды и газов. Геологических данных поэтому им почти не сообщается. Большой геологический интерес в его работе представляет открытие ключа Уч-кайнар, расположенного непосредственно за западной границей листа нашей карты на самом берегу Иссык-куля среди четвертичных отложений.

Д. П. Прочухан (75) подробно описывает Ак-суйские и Джеты-огузские источники, сопровождая описание геологическими планами. На плане Ак-суйских источников им выделены в граните трещины северо-западного простирания, идущие вкрест основных простираний. К этим трещинам он и приурочивает выход термальных ключей, приходя к заключению, что главный продольный разлом, по которому граниты надвинуты на северо-запад на осадочную толщу, является сильно уплотненным и источники выходят по второстепенным поперечным трещинам сбросо-сдвигового характера, образовавшимся в связи с главным разломом. Заданная на основании этих соображений буровая скважина дала фонтанирующую воду с глубины 48 *м*. Бурение на Джеты-огузских источниках также показало связь последних с тектоническими трещинами. До запроектированной глубины скважина однако не дошла из-за тектонических трудностей.

В связи с работами Академии наук необходимо упомянуть напечатанные в ее изданиях статьи Н. Н. Кузнецова-Угамского, затрагивающего вопросы современных движений земной коры на побережье оз. Иссык-куля (49; 50).

Исследования ЦНИГРИ и б. Экспедиционного комитета, являющиеся основой настоящего нашего труда, заключались в систематической геологической съемке четырехсоттысячного масштаба. Результаты этих работ до сих пор почти еще не опубликованы, за исключением пяти небольших статей и заметок (22, 95, 106, 107, 109).

Бо́льшая часть описываемой нами территории была снята в течение 1929—1934 гг. П. А. Грюше, работавшим здесь уже ранее, в составе группы Кассина. В ряде работ, касающихся десятиверстного листа У-9 (22—27), им выдвинуты следующие положения.

1. Гнейсы хребта Куйлю-тау, являющиеся древнейшими породами на территории листа, должны быть отнесены к протерозою, так как на гранитах, которые их интрудируют, трансгрессивно лежит нижний силур. Они не синхроничны свите метаморфических сланцев хр. Терскей-алатау, дислоцированной, метаморфизированной и интрудированной гранитами, связанными с каледонским орогенезом; до-кембрийский возраст этой свиты является лишь наиболее вероятным, но не доказуемым.

2. Филлитово-сланцевые и радиоляритовые свиты Терскей-алатау, которым, судя по данным Кейделя, можно было приписывать девонский возраст, относятся в действительности к нижнему палеозою, что впоследствии подтвердилось находкой нижнесилурийских трилобитов в районе перевала Беркут.

3. Радиоляритовая свита представляет собой лишь верхи сланцево-филлитовой свиты, дисгармонично дислоцированные по отношению к филлитам.

4. Нигде не найдено резкого несогласия между филлитово-сланцевой свитой и карбоном; поэтому наличие каледонской складчатости следует обосновывать на анализе соотношений древнейших нижнепалеозойских свит с магматическими породами.

5. Карбон представлен нижним и средним отделами: визе и самарским ярусом. И тот, и другой имеют в своем основании песчаники и конгломераты. В Терскей-алатау вместе они нигде встречены не были. В районе Джеты-огуза песчаники, подстилающие самарский известняк, прорваны интрузией гранита, метаморфизованной им в кварциты. Это единственный пункт, где возраст гранитов устанавливается соотношением их с фаунистически охарактеризованными известняками. В Кунгей-алатау между нижним и средним карбоном устанавливается угловое несогласие.

6. Свита красноцветных конгломератов, покрывающая фаунистически охарактеризованные нижнеюрские отложения, налегает на последние несогласно. Это не может, однако, служить доказательством наличия киммерийской складчатости, так как

найденные в красноцветных отложениях остатки ископаемой черепахи (41), определенные А. Н. Рябининым (78), заставляют отнести их к третичной системе.

7. Возраст соленосной свиты, покрывающей красноцветные конгломераты, вопреки мнению Н. Г. Кассина и согласно с данными Кейделя, следует считать за неогеновый, что подтверждается новыми находками фауны.

8. В эпоху варисцийской складчатости в Терскей-алатау имели место чешуйчатые надвиги, вызывавшие наползание с юго-востока нижнепалеозойских свит на нижний карбон (пер. Каракыр) и древних гранитов на средний карбон (верховья р. Учкашка); такие же надвиги, но обратного падения, имели место и в северной части Кунгей-алатау, где ими вызвано тектоническое сближение эффузивной и нормально осадочной фаций нижнего карбона.

9. С этими надвигами связаны и поперечные разрывы, по трещинам которых шло выделение жильных минералов. Последнее подтвердилось разведочными работами Средне-азиатского геологического треста на Беркутском свинцово-кобальтовом месторождении.

10. Подобными же движениями глыбового типа в альпийское время были смяты мезозойские и кайнозойские отложения. С альпийскими поперечными разрывами связаны выходы термальных источников.

11. Контакт палеозоя с мезозоем и кайнозоем по южному побережью Иссык-куля является тектоническим и стоит в связи с надвиганием палеозойского массива Терскей-алатау на север.

12. Рудных полезных ископаемых промышленного значения в настоящее время не выявлено.

В отношении месторождений угля можно поставить на очередь вопрос об обособлении восточной части Иссык-кульского каменноугольного бассейна, связанной с каменноугольным районом Кетменского перевала.

Безусловно обращает на себя внимание месторождение тенардита, обнаруженное автором на р. Каркаре среди мирабилитовых солей, открытых ранее группой Кассина.

Термальные источники могут иметь в будущем всесоюзное курортное значение.

В 1931—1932 гг. на южном побережье Иссык-куля и в восточной части Иссык-кульской впадины работала четвертичная партия В. В. Шумова (104), входившая организационно в состав группы П. А. Грюше. До настоящего времени В. В. Шумовым опубликована лишь краткая статья, касающаяся юго-западного побережья оз. Иссык-куль вне пределов нашего района. Для нашего района указана находка зуба *Rhinoceros tichorhinus* Fisch. в низовьях р. Джергалана, являющаяся первой для всего Иссык-кульского бассейна (103, стр. 79).

В 1931 г. к югу от водораздела хребта Терскей-алатау, в бассейне р. Куйлю и южнее за границей нашего листа работал С. С. Ларк (51). Ссылаясь на авторитет Д. В. Наливкина (60),

С. С. Ларк выделяет на территории нашего листа в качестве докембрия филлиты, относя к палеозою лишь более молодую глинисто-сланцевую свиту. К докембрию он относит также широкую полосу гнейсов хребта Куйлю-тау. Касаясь третичных отложений, развитых южнее рамки нашего листа, С. С. Ларк относит к ним красноцветные конгломераты области высокогорных сыртов и впервые в литературе указывает на угловые несогласия между красноцветной нижней частью этой свиты и бурой верхней.

Принимая за досилурийский возраст гнейсов, интрудируемых гранитами Куйлю-тау, С. С. Ларк склонен приписать самим гранитам каледонский возраст, на чем и базируется при обосновании каледонской складчатости. Придавая большое значение варисцийской складчатости, он тем не менее затрудняется отчленить варисцийские движения от альпийских из-за отсутствия мезозойских отложений.

В 1933 г. С. С. Ларк производит исследование в бассейне р. Кегеня, захватив и северо-восточный угол листа нашей карты, где им были детализированы данные предыдущих исследований (52).

Работавшие в 1932—1933 гг., по поручению Комитета международного полярного года, в верховьях р. Б. Нарына и на хр. Ак-шийряк С. В. Калесник и С. В. Эпштейн слегка захватили с юга территорию нашего листа. В пределах нашего листа ими описан район перевалов Иттыши, Кашка-су и Джуукучак (33, стр. 190—191), а также правобережье р. Сарычат-Ирташ (34, стр. 380—384). Метаморфические сланцы и гнейсы по правому берегу р. Ирташ, ниже устья р. Чомой, включаются ими в состав так называемой ак-шийрякской свиты, возраст которой, на основании находок фауны в других местах, устанавливается как каменноугольный (34, стр. 418—420). Указание на столь молодой возраст гнейсов на р. Ирташ стоит в резком противоречии с данными других авторов, прослеживавших ту же полосу гнейсов к востоку от Ак-шийрякского хребта (51, 25, 108).

В 1931—1932 гг. геологом Среднеазиатского треста В. М. Бирюковым изучается район перевала Беркут, главным образом в связи с открытыми им признаками кобальтового оруденения (9). Его партией впервые находится фауна трилобитов, устанавливающих нижнесилурийский возраст так называемой беркутской свиты (сланцы, песчаники, кремнистые сланцы). Составленная В. М. Бирюковым карта (масштаб 1 : 20 000) окрестностей перевала дает подробное литологическое расчленение свит, отчетливо рисует кварцево-карбонатные, фельзит-порфировые и габбро-диабазовые жилы, секущие свиты почти вкрест простирания. Существенный интерес представляет показанная на карте зона катаклазитов по контакту нижнего силура с древними гранитами. Линии разломов расчленены на карте на варисцийские и альпийские, частью они являются поперечными по отношению к простиранию свит (10). Текста еще не изданной работы Бирюкова мы, к сожалению, в своем распоряжении не имеем. По

устным сообщениям В. М. Бирюкова и продолжавшего разведочные работы инж. А. О. Кайзера, промышленное значение кобальтовых руд не подтвердилось.

Инженер Среднеазиатского геологического треста Т. А. Сикстель, разведывавшая месторождение углей Иссык-кульского бассейна, опубликовывает в 1934 г. описание Джаргаланского каменноугольного месторождения. Контакт юры с палеозоем она считает здесь неясным, мощность юры исчисляет в 180 *м*; красноцветные отложения, покрывающие юру, относятся к мелу. Мощность их принимается в 1400—1800 *м*. На них налегают с угловым несогласием мощные мало изученные третичные отложения, содержащие обугленные растительные остатки (91).

Восточная окраина нашего листа к востоку от рр. Каркары и Сары-джаса охвачена съемками геологов ЦНИГРИ и б. Экспедиционного комитета: Д. Н. Тарасова, С. С. Шульца и Д. И. Яковлева.

Геологосъемочные работы С. С. Шульца, относящиеся главным образом к территории соседней юго-восточной четверти листа К-44-А, захватили в нашем районе лишь в 1933 г. правобережье р. Каркары (99). Поскольку С. С. Шульцем одновременно с нами дается описание юго-восточной четверти листа К-44-А, излагать его взгляды мы здесь не будем (102).

Кроме того, С. С. Шульцем в 1934 г., по заданию Таджико-памирской экспедиции Академии наук, было произведено пересечение Тянь-шаня по маршруту р. Ош — г. Пржевальск, в целях изучения новейшей тектоники (100; 101). Интересные наблюдения по этому маршруту в пределах нашего района сообщаются им для бассейна р. Сары-джаса и восточной части Иссык-кульской впадины (99, стр. 90—118). В результате этой работы С. С. Шульцем выделяется, в качестве наиболее интенсивной, нижнечетвертичная тектоническая фаза (101, стр. 127—129).

Все петрографические материалы С. С. Шульца, а также бо́льшая часть петрографических коллекций П. А. Грюше, Д. Н. Тарасова и Д. И. Яковлева обработаны О. И. Некрасовой (62—66).

Работы Д. И. Яковлева 1932—1933 и 1935 гг. распространяются в пределах листа нашей карты по левобережью р. Сары-джаса на юг до долины рр. Кой-капа и Май-баша включительно (105, 108, 110). В первый же год своих работ автор более четко, по сравнению с Кейделем, развил идею о наличии двух типов разрезов: северного и южного, различающихся как фациями отложений, так и фазами тектогенеза. Для северного разреза Д. И. Яковлевым принимается наличие каледонской складчатости, для южного — отрицается. Пограничная тектоническая зона между обоими типами разрезов проходит, по мнению Д. И. Яковлева, по долине Инылъчека. Данные Д. И. Яковлева вошли в качестве одного из обоснований в известную концепцию В. А. Николаева (71). Д. И. Яковлевым было обращено также большое внимание на значение поперечных разломов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых и термальных источников.

Стратиграфия Тянь-шаня обязана Д. И. Яковлеву находкой целого ряда фаун, давших возможность обосновать возраст различных свит.

В результате работ Д. Н. Тарасова (1933—1934 гг.) на территории описываемой четверти листа и прилегающем к ней с юга участке левобережья р. Сары-джаса, произведено еще более детальное стратиграфическое расчленение с разделением на карте свит верхнего силура, девона и нижнего карбона (93, 94).

Фауна табулят, собранная Д. И. Яковлевым и Д. Н. Тарасовым в верхнесилурийских и отчасти в нижнекаменноугольных отложениях, была обработана Л. Б. Рухиным (77).

Одновременно с работами Д. И. Яковлева и Д. Н. Тарасова, в 1932—1933 гг. в бассейне р. р. Инышьчек, Каинды и Кой-капа работала Украинская комплексная экспедиция. Из всех опубликованных ее работ наибольший интерес для нас представляют работы Л. И. Карякина и А. В. Корнильева, исследовавших в пределах нашего листа бассейн р. Каинды (35, 36). Среди коренных пород авторы различают: нижний палеозой (условно силур), силур — девон, карбон (за южной рамкой нашего листа) и третичные отложения. Возраст свит обосновывается главным образом путем сравнения с соседними районами, так как палеонтологических находок почти не сделано. Из магматических пород для территории нашего листа описаны породы габбровой магмы, связанные с варисцийским тектогенезом. Каледонскую складчатость авторы с уверенностью не констатируют. К работам приложены схематическая геологическая и другие карты и разрезы.

Представляет также интерес как непосредственно касающиеся нашего района статья А. А. Жавжарова, решительно, но не убедительно обосновывающего каледонскую складчатость (30, стр. 350, 391), а также геоморфологическая статья В. Д. Нотарова (72). Оба автора допускают в исследованном районе наличие трех древних ледниковых эпох.

Работы остальных членов Украинской экспедиции задевают территорию листа нашей карты главным образом с точки зрения географического описания (28, 29) или же сообщения отдельных полезных геологических фактов (1, 16, 17).

К XVII сессии Международного геологического конгресса П. А. Гроссе составил сводку по тектонике восточной части советского Тянь-шаня (27 а). В ней автор, используя новые, преимущественно рукописные данные, дает сводку стратиграфии и намечает некоторые тектонические закономерности части Тянь-шаня, входящей в состав советской территории и ограниченной на западе меридиональной частью течения р. Чу и широтой г. Алма-ата — на севере.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

А. РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ БАССЕЙНА ОЗ. ИССЫК-КУЛЯ

П. А. Грюше

Система р. Джууки

Р. Джуука является одной из главных водосборных артерий северных склонов хребта Терскей-алатау. При своей 60-километровой длине она имеет обширный водосборный бассейн, питающий ее многочисленными притоками, но бо́льшая часть этого бассейна не входит в территорию описываемого листа, точно так же как и сама р. Джуука ни одним километром своего течения не проходит по его территории. Только верховья двух ее правобережных притоков, Кашка-су и Джуукучак, лежат восточнее 78-го меридиана, ввиду чего и подлежат описанию.

Верховья р. Кашка-су (правого притока Джууки). На 1 : 200 000 карте западного планшета К-44-VII эта река показана под названием р. Кашка-тор, берущей начало у перевала Кашка-су.

Перевал Кашка-су в рельефе трудно заметить. По обе его стороны идут троговые долины с очень спокойно текущими в них ручьями. Эти ручьи образуют ряд длинных плотинных озер, большинство которых расположено к югу от перевала.

Следует заметить, что маршрут Иссык-кульской геологической партии П. А. Грюше проходил перевал Кашка-су во время снежного бурана, в силу чего условия ориентировки на этом, почти не отраженном в рельефе, перевале были чрезвычайно затруднены, и только по изменению направления течения воды в ручьях между озерами сотрудникам партии удалось констатировать, что перевальная точка ими уже пройдена. Это обстоятельство следует оговорить, так как оно могло иметь своим последствием недостаточно полную точность ориентировки.

Во всяком случае в верховьях Кашка-су пришлось передвигаться по леднику, возможно, носящему переметный характер. Этот ледник расположен в пределах развития свиты слюдистых сланцев, среди которых наблюдаются многочисленные кварцевые жилы.

Севернее перевальной точки (следует учесть сделанное замечание относительно ориентировки) эти сланцы переходят в биотит-роговообманковые и кремнисто-слюдисто-хлоритовые сланцы,

содержащие в своем составе кварцит; южнее сланцев обнажается небольшое тело катаклазированного гранита.

По направлению к северу состав метаморфической свиты несколько изменяется: здесь выходит мощная серия мраморов и согласно с ними переслаивающихся графитовидных углистых сланцев, падающих на северо-запад 320° под углом 85°. Мраморы местами битуминизированы; в этих случаях в них наблюдается вкрапленность пирита. С северной стороны мраморы контактируют с гранодиоритами, которые постепенно переходят в роговообманковые граниты; этот переход совершается на протяжении 1,5 *км*. Такие изменения в составе интрузивов по мере удаления их от контакта со свитой мраморов невольно наводят на соображение о том, что они происходят за счет явлений ассимиляции гранитной магмой расположенных к югу от нее карбонатных пород.

Совсем другой характер имеет это интрузивное тело на своей северной окраине, где оно, также в контакте с метаморфическими сланцами, не несет никаких постепенных изменений в составе слагающих ее гранитов. Здесь этот контакт выражен лишь превращением роговообманковых гранитов в катаклазиты.

На стыке тектонической линии (показанной на карте) с 78-м меридианом расположено устье небольшого правобережного притока Кашка-су. Подымаясь по притоку, отлично можно проследить тектонический контакт между свитой круто падающих на юг хлоритовых сланцев и расположенных к северу от них катаклазированных гранитов. Сланцы, имеющие здесь строго широтное простирание, обрываются линией тектонического разрыва, идущей на северо-восток по азимуту 60°; падение поверхности тектонического контакта неясно.

Ниже катаклазитов р. Кашка-су выходит из пределов описываемого листа; тремя километрами ниже она впадает в Джууку, уже на территории соседнего с западной стороны планшета.

Верховье р. Джуукучак (правый приток р. Джууки). Р. Джуукучак берет свое начало в районе одноименного перевала, лежащего на высоте 3990 *м*. По обе стороны перевала лежат ледники. Северный из этих ледников имеет длину около 2 *км*. Конец этого ледника очень крутой, и у его языка, среди нагромождений конечной морены, редко выделяется ригель.

Борта ледниковых долин как на самом перевале, так и в расположенных к северу от него верховьях долины Джуукучак, отличаются чрезвычайной крутизной и сложены гранитами, которые по обильному содержанию в них шлиров и ксенолитов редко отличаются от гранитов, развитых в более западных районах. Двуслюдистые граниты здесь обильно пронизаны жилами грейзенизированных плагиоклазовых гранитов. Встречающиеся часто ксенолиты подчас достигают весьма больших размеров (100 и более метров) и представлены слюдистыми сланцами. При беглом маршруте через перевал в 1931 г. в гранитах были замечены зерна флюорита.

Севернее, тотчас у ледникового языка, граниты принимают

обычный биотит-микроклин-пертитовый минералогический состав.

Ниже указанных гранитов долина реки пересекает свиту метаморфических пород, представленных хлоритовыми и известково-хлоритовыми сланцами. В средней части эта полоса прорывается небольшим выходом гранитов, находящихся с нею в явно магматическом контакте. Здесь был промерен следующий разрез:

1. Непосредственно к гранитам примыкает полоса мраморов шириною в 200 *м*.

2. Полоса кварцитов шириною тоже около 200 *м*.

3. Мраморы, переслаивающиеся с углистыми сланцами.

4. Кварцит — 100 *м*.

5. Кварциты, переслаивающиеся с черными сланцами и отчасти амфиболитами; полоса 200 *м*.

6. Порода типа амфиболитов; полоса 100 *м*.

Эта метаморфическая свита с севера тектонически контактирует с катаклазированными микроклин-пертитовыми серыми гранитами.

Р. Кашка-тор (правый приток р. Джуукучак). Перевал Кашка-тор расположен на водоразделе между реками Джуукучак и Малая Кызыл-су, достигает высота 3896 *м*. Стекающая с него в западном направлении речка на протяжении 5 *км* имеет падение в 1000 *м*, что обусловливает чрезвычайную крутизну этой части ее долины, переходящей из троговой формы в эрозионную.

На самом перевале выходят зеленые хлоритовые и известково-хлоритовые сланцы. Они непрерывно продолжаются ниже по долине Кашка-тор, выступая в обоих ее бортах и имея строго широтное простирание.

У самого устья Кашка-тор на склонах долины в огромной осыпи находятся в большом количестве всевозможные катаклазированные породы: граниты, порфиры и амфиболиты. Коренных выходов порфиров, определенных под микроскопом в качестве кварцевых, встретить не удалось.

Долина р. Джуукучак ниже устья Кашка-тор. На всем протяжении между устьями Кашка-тор и другим правобережным притоком Джуматай р. Джуукучак течет посреди обычных микроклин-пертитовых гранитов, которые местами обнаруживают переходы в диоритовые мелкозернистые разности. Такие же однообразные порфировидные граниты наблюдаются и в верхней части течения реки Джуматай, верховья которой параллельны долине р. Джуукучак.

В одном километре ниже устья Джуматай констатирована среди гранитов тектоническая трещина, падающая на северо-восток по азимуту в 70° под углом 45°. Вдоль нее проходят сильно разрушенные граниты, которые в поле были приняты за катаклазиты, что однако при микроскопическом исследовании не подтвердилось.

Только к северу от указанной трещины проходит совершенно отчетливо выраженная зона типичного гранитного катаклазита. К этой зоне приурочены Джуукучакские термальные источники, лежащие тотчас к западу от 78-го меридиана.

Долина р. Малой Кызыл-су

Р. Малая Кызыл-су расположена между бассейнами рр. Джууки и Б. Кызыл-су. Верхние 25 *км* долины М. Кызыл-су лежат на территории описываемого листа и лишь ниже на протяжении 10 *км* река, отклоняясь к западу, выходит из его пределов.

Р. М. Кызыл-су берет свое начало из небольшого отступающего ледника, расположенного в типичном ледниковом цирке, выше ригеля которого имеется небольшое озерко. Перевала в своем верховье долина р. М. Кызыл-су не имеет; высота водораздельной линии р. Терскей-алатау здесь находится на высоте 4347 *м*.

Как сама водораздельная линия, так и ледниковый цирк верховий М. Кызыл-су сложены гранитами; из них же состоит и моренный материал.

В 1,5 *км* ниже ледникового озерка и приблизительно в расстоянии 1 *км* выше впадения в М. Кызыл-су ее левобережного безымянного притока, берущего начало от перевала Кашка-тор (сообщающего верховья долины М. Кызыл-су с правобережным притоком р. Джуукучак, Кашка-тор), граниты контактируют с метаморфической свитой, переходя, частично, в кварцевые диориты. Метаморфические породы отлично прослеживаются по указанному выше притоку на всем его протяжении и представлены хлоритизированными кремнисто-глинистыми сланцами с турмалином, переслаивающимися с светложелтыми и желтоватыми мраморами; мощность пластов мрамора не превышает 1—2 *м*. Вся свита чрезвычайно круто падает на юго-восток по азимуту в 140°.

В долине М. Кызыл-су, тотчас ниже впадения указанного притока, кремнисто-глинистые сланцы сменяются кварцевыми альбитофирами, имеющими мощность около 40 *м*, за которыми также полосой около 400 *м* мощности идут хлоритово-серицитовые сланцы; кварцевые альбититы местами переслаиваются с мраморами. Полосу хлоритово-серицитовых сланцев прерывает выход гранитов. Граниты представлены здесь обычной микроклин-пертитовой разностью, а также микроклин-турмалиновым гранитом, секущим первый жилообразными телами.

Сланцевая свита продолжается по р. М. Кызыл-су до впадения в нее с левой стороны притока Джуматай, ниже которого долина сложена обычными порфировидными микроклин-пертитовыми гранитами, среди которых встречаются шлировидные обособления диоритовых пород.

Выйдя из широкой полосы гранитов, р. М. Кызыл-су вступает в область развития красноцветных третичных пород. Контакт гранитов с красноцветной толщей на карте показан как тектонический. Основанием к тому служат наблюдения западнее у впадения р. Джуукучак в Джууку, где красноцветная свита непосредственно притыкается к катаклазированному граниту,

а также соотношения в долинах рек, расположенных к востоку от М. Кызыл-су, которые и будут описаны ниже.

В самой же долине М. Кызыл-су контакт гранитов с красноцветной свитой обнажен очень плохо. Трудно его наблюдать также и по поросшему травой водоразделу между М. и Б. Кызыл-су. По отдельным кое-где торчащим скалам можно видеть, что граниты сильно выветрены, настолько, что из них не удается взять даже образца. В одном месте, среди разрушенных гранитов наблюдалась полого падающая на юг жила диабазового порфирита.

К северу от разрушенных гранитов выходят красноцветные третичные породы, дающие особенно хорошее обнажение в левом борту долины М. Кызыл-су в крутых обрывах, находящихся в расстоянии 3 *км* от контакта. Здесь они представлены конгломератами, среди которых встречаются песчано-глинистые прослойки, а также тонко отмученные пропластки маломощных (3—4 *см*) мергелистых глин.

Падение всей свиты на северо-запад, азимут 310° ∠ 40°.

Микроскопический анализ мергелистых глин, выполненный в литологической лаборатории ЦНИГРИ, показал в них наличие одиночных глобигерин; по мнению одного из специалистов, обнаруженные глобигерины могли быть случайно занесенными в пробу, поскольку наличие их находится в резком противоречии с общим грубообломочным составом свиты.

В расстоянии 1,75 *км* к северу от указанного обнажения, как раз в том месте, где на двухверстной карте указана высота 1160 *м*, красноцветные отложения теряют интенсивность своей окраски и становятся желто-бурыми; это изменение окраски пород может служить чрезвычайно условной границей в расчленении третичной свиты.

Среди желтовато-бурых третичных пород М. Кызыл-су течет на протяжении 6 *км*. Третичные свиты всюду покрыты покровными флювио-гляциальными галечниками; находящиеся вне пределов описываемого листа низовья реки расположены среди древне-озерных и аллювиальных отложений южного берега Иссык-куля.

Система Р. Большой Кызыл-су

Р. Б. Кызыл-су в своих верховьях слагается из трех основных потоков: восточного — Кельдеке, среднего — Котр-тер и западного — Ашу-тер. Все они вытекают из ледников северного склона главного водораздела хребта Терскей-алатау и имеют в своих вершинах типичные ледниковые троговые долины, с болотистой кочковатой почвой, с неровным дном, обусловленным размывом древних морен. Устьевые части всех этих долин высоко (на 300 и более метров) подвешены над главной долиной Б. Кызыл-су.

Восточная составляющая Б. Кызыл-су — р. Кельдеке. В верховьях реки Кельдеке, тотчас у ледникового языка выходят

серые среднезернистые кварцевые диориты. Судя по составу моренного материала и выше до самого водораздела в долине Кельдеке отсутствуют выходы каких-либо пород кроме кварцевых диоритов и гранитов.

Среди коренных обнажений кварцевых диоритов в верхней части Кельдеке проходит полоса катаклазированных микроклиновых гранитов, к северной части которой снова примыкают биотит-роговообманковые кварцевые диориты.

В нижней части Кельдеке снова появляются микроклин-пертитовые граниты, которые у устья реки сильно катаклазированы.

Средняя составляющая Б. Кызыл-су — р. Котр-тер. О породах, слагающих борты ледника Котр-тер и водораздел Терскей-алатау, можно судить по обильным валунам, состоящим из слюдистых сланцев, весьма часто рассеченных жилами гранитных пород. Граниты обычно серые; иногда среди них замечаются пегматитовые жилы, содержащие турмалин. Это дает повод считать, что в верховьях Котр-тера проходит магматический контакт интрузивных пород с метаморфической свитой.

В расстоянии 0,5 *км* ниже ледникового языка серые биотитовые граниты перекрывают мраморы; между гранитами и мраморами обнаружено наличие лейкократовой породы.

Характер контакта гранитов и сланцев отлично виден также и в левом борту Котр-тера, у конца троговой части долины (отсюда выше водопада). Развитые здесь граниты катаклазированы; к ним непосредственно примыкают кварцевые амфиболиты. В некотором отдалении от контакта слюдистые сланцы сильно обогащаются турмалином. Появление турмалина всюду в Терскей-алатау сопровождает собою магматический контакт; в данном же случае этот контакт, повидимому, также осложнен и тектоническими движениями, о чем свидетельствует появление катаклаза в гранитах, а также нарушение в залегании сланцев. Простирание сланцев можно принять за широтное, с очень крутым падением (до 80°) к югу, но это отчетливо видно лишь в расстоянии 150—200 *м* от контакта; в непосредственной же близости к последнему кварцевые амфиболиты и тесно с ними связанные слюдисто-турмалиновые сланцы столь сильно дислоцированы, что разобрать их элементы залегания чрезвычайно трудно.

Западная составляющая Б. Кызыл-су — р. Ашу-тер. Река Ашу-тер является главной составляющей Б. Кызыл-су и имеет в своих верховьях наиболее крупный, по сравнению с другими истоками, ледник, расположенный весьма глубоко в троговой долине. У ледникового языка по данным двухверстной карты трог лежит на высоте 2760 *м*, в то время как рогатый водораздел, отделяющий этот трог от долины реки Джуукучак, несет на себе небольшую вершину, высотою 4347 *м*; таким образом глубина троговой долины достигает порядка 1500 *м*.

Среди свежего моренного материала преобладают валуны

кремнистых, серицитизированных и хлоритизированных слюдистых сланцев и мраморов; граниты и диориты встречаются в подчиненном количестве.

Ниже ледникового языка, в коренном залегании выходят равномерно-зернистые микроклин-пертитовые граниты, среди которых встречаются порфировидные разности с розовыми полевыми шпатами и шлиры, состоящие из биотита и кварца. К гранитам примыкают слоистые и сильно мраморизованные известняки, изобилующие небольшими линзами сидерита, приуроченными к плоскостям слоистости. Эти известняки смяты в крутую, опрокинутую на юг антиклинальную складку, осевая поверхность которой падает на север под углом 35—45°. Непосредственный контакт мраморизованных известняков с гранитами остался неясным, но поскольку эти карбонатные породы секутся жилой мальхита, всегда в Терскей-алатау являющимся апофизным отщеплением гранита в его магматических контактах с метаморфическими свитами, указанный контакт следует считать интрузивным.

Еще более отчетливые явления магматического контакта наблюдаются немного севернее, где мраморизованные известняки сменяются метаморфическими сланцами. Здесь в приконтактовой зоне с гранитами породы глинисто-сланцевой свиты образуют сильно пиритизированный слюдисто-сланцевый комплекс, рассеченный рядом кварцевых жил, содержащих сульфиды и турмалин. Вся сланцевая свита обильно интрудирована краевыми фациями серых и розовых микроклин-пертитовых гранитов, отделяющими от себя обильные, богатые турмалином жилы. Граниты сильно катаклазированы. Другой разностью, также встречающейся в магматических контактах Ашу-тера, является роговообманковый гнейс.

Р. Чаркратма (правый приток р. Кызыл-су). Помимо описанных главных составляющих долина реки Б. Кызыл-су в своих верховьях принимает еще ряд более мелких притоков, из которых Чаркратма расположен почти рядом с восточной составляющей Б. Кызыл-су, рекой Кельдеке.

Правый борт верховий долины Чаркратма сложен слюдистыми сланцами. Не доходя 1½ *км* до водопада, приуроченного к крутому окончанию трога долины, появляются темносерые диориты; они же изобилуют и в моренном материале, заполняющем собою троговую долину.

Р. Каратакья (левый приток Б. Кызыл-су). Долина р. Каратакья является типичным трогом, имеющим в своей вершине небольшой ледничок. В верхней трети троговой долины проходит контакт между интрузивным комплексом и сланцевой свитой. В непосредственном соприкосновении с андалузитовыми слюдяными сланцами находятся кварцевые диориты. По мере удаления от контакта ороговикованные андалузитовые сланцы замещаются гранатовыми слюдяными сланцами и, наконец, обычными слюдяными сланцами и тонкослоистыми известково-актинолитовыми сланцами. Среди последних помимо тонкослоистой

разности наблюдаются также и грубослоистые актинолитовые сланцы с содержанием турмалина.

Актинолито-хлоритовые и слюдисто-актинолитовые сланцы слагают две нижние трети долины р. Каратакья; всюду сланцевая свита имеет строго широтное простирание; слоистость расположена вертикально, либо круто падает на юг.

Р. Кашка-тер с ее притоком Айлама (правые притоки Б. Кызыл-су). В верховьях р. Айлама расположены два небольших ледника, сливающиеся в один общий. Действительные размеры этих ледников меньше показанных на карте, что свидетельствует об их отступании.

С левой стороны в долину Айлама открываются две подвешенные долинки, превышающие главную на 100—150 *м*. Моренный материал этих долинок состоит исключительно из гранитных пород.

В коренном залегании, ниже ледникового языка, в обоих бортах долины Айлама обнажаются кварцевые диориты, которые ниже по течению реки сменяются свитой кварцево-известково-хлоритовых сланцев, имеющих меридиональное простирание и стоящих на головах; местами эти сланцы по плоскостям слоистости секутся кварцевыми жилами мощностью до 10 *см*. Сланцевая свита продолжается до самого устья Айламы.

В долине Кашка-тер, около ее устья, в составе метаморфической свиты были обнаружены сланцы малинового цвета, перемежающиеся с эффузивами и туфогенными конгломератами. В гальке конгломератов встречен серый плотный гранит, метаморфические сланцы и эффузивы; пласт конгломерата согласно пластуется с эффузивами. При микроскопическом исследовании среди находящихся здесь пород удалось установить наличие: 1) пилеля эпидотизированного и соссюритизированного катаклазированного порфирита, 2) сильно ожелезненного порфиритового туфа, 3) кварцевого порфира, 4) фельзит-порфира, 5) турмалинового сланца, 6) жильного кварца с турмалином.

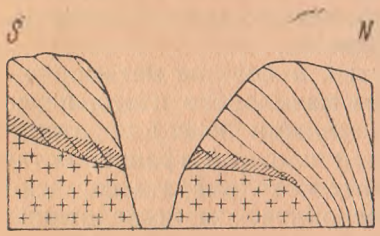
Конполиты этих пород были найдены в расположенных к северу от них гранитах, что говорит о магматическом характере контакта и о возрасте свиты более древнем, нежели граниты. Вся свита эффузивов, сланцев и конгломератов имеет весьма крутое падение на юго-восток (почти стоит на голове).

И. И. Мельников, сотрудник группы И. Г. Кассина, при устье Кашка-тер в правом борту Б. Кызыл-су описывает серию пород, наиболее постоянным членом которой являются вишнево-красные глинистые сланцы с большим содержанием кварца и хлорита, подстилаемые песчаниками и плотными брекчиевидными конгломератами. Выше этой свиты, по данным И. И. Мельникова, лежит еще один конгломерат, про который он пишет: «имея тот же вишнево-красный цвет, он содержит в своем составе крупные гальки из темно-зеленого кварцита и сланца. Цемент глинисто-красноватой окраски. Вся порода довольно рыхлая и легко распадается. В основании всей серии залегает известково-кремнистый сланец фиолетовой окраски, более или менее со-

гласно налегающий на черный плотный кремнистый сланец. Эта последняя порода, лежащая уже на граните, тождественна породам пермо-карбона, залегавшим в основании ангарской свиты к западу от нашего района»[1] (37, стр. 92).

Поскольку И. И. Мельников не приводит подробного состава галек конгломерата, то только точное совпадение места описанного им выхода с нашим позволяет считать их за один и тот же, но мы не видим никаких оснований относить указанные сланцы и выходы к «ангарской» серии и тем самым сильно омолаживать возраст гранитов, содержащих в себе конгломератовые и сланцевые ксенолиты.

Долина р. Б. Кызыл-су между р. Чаркратма и Джелусу. В верхней части своего течения между реками Чаркратма и Джелусу долина Б. Кызыл-су сложена актинолитовыми и известково-слюдистыми сланцами, стоящими на головах и имеющими простирание по азимуту 80—260°. В одном небольшом левобережном овраге актинолитовые сланцы в южной части обнажения падают на северо-запад (азимут 320° под ∠45°), тогда как в северной части обнажения они стоят на головах, имея простирание по азимуту 100°. Оба эти выхода разнопадающих сланцев отделены друг от друга белыми равномерно-зернистыми, биотит-микроклиновыми гранитами, явно подстилающими сланцы (рис. 11).



Сильно окремнелая часть сланцев, мощностью в 1 м

Рис. 11. Соотношение гранитов со свитой сланцев по Б. Кызыл-су.

Никаких признаков катаклаза в гранитах не наблюдается; отсутствуют также и ксенолиты, лишь местами попадаются небольшие биотитовые шлиры. Так обстоит дело для всего обнажения в целом и только в узкой зоне непосредственного контакта (в расстоянии одного метра от сланцев) граниты катаклазированы. Сланцы же, наоборот, катаклазированы лишь в расстоянии 20 *м* от контакта.

В другом левобережном овраге Б. Кызыл-су наблюдается отчетливое окварцевание сланцев, в результате которого они приобретают гелефлинтообразный вид. В 100 *м* севернее появления этой окварцованности сланцевая свита, также сильно окремненная, приобретает известково-песчанистый вид и перегораживает барьером долину реки. В этой части долины река пропиливает указанный барьер узким каньоном. На головах сланцев, образующих барьер долины Кызыл-су, лежат огромные валуны гранита. Как выше, так и ниже барьера долина сохраняет троговые формы.

---

[1] Т. е. в западной части Иссык-кульского бассейна. *Примечание И. А. Грюше.*

С северной стороны сланцы также контактируют с микроклиновым гранитом. Контакт наблюдался на интрудировавшем сланцы гранитном апофизе. В висячем боку апофиза кварцево-полевошпатовые, сильно обогащенные турмалином сланцы падают на юг под ∠75°. В лежачем боку также наблюдается сильное окремнение. В граните содержатся ксенолиты сланцев; в осыпи найдены куски гранита, совершенно тождественного граниту, слагающему апофизу, но содержащего в своем составе зерна флюорита.

Таким образом вдоль северной границы сланцевой свиты контактовые явления выражены:

1) внедряющимися в сланцы апофизами гранитов,
2) наличием ксенолитов сланцевой свиты в гранитах,
3) отчетливой турмалинизацией сланцевой свиты,
4) наличием катаклаза и брекчированности пород в непосредственной полосе контакта, при отсутствии этих явлений в самих контактирующих породах в небольшом отдалении от контактовой зоны.

Р. Джелусу (правый приток Б. Кызыл-су). В правом склоне реки Джелусу выходят серые рассланцованные слюдистые сланцы, падающие на северо-запад по азимуту 325°∠55°; все склоны долины состоят почти исключительно из этих сланцев. Ими же образованы неокатанные куски, заполняющие троговую долину, и лишь изредка среди обломочного материала долины встречаются валуны хорошо окатанного крупнозернистого гранита.

В средней части долины слюдистые сланцы сменяются рассланцованными роговообманковыми порфиритами; плоскости сланцеватости их падают на юг под углом 75—80°.

В полутора километрах от устья, в правом борту долины начинают попадаться серые граниты, содержащие в себе ксенолиты биотит-роговообманкового гнейса. Немного ниже по долине реки микроклиновые граниты переходят в катаклазит, местами сильно окремнелый; среди катаклазитов проходят многочисленные кварцевые жилы мощностью 6—8 *см*.

У самого устья Джелусу, в правом ее борту выходят амфиболиты, пронизанные аплитами.

Долина р. Б. Кызыл-су ниже устья Джелусу. В самом устье р. Джелусу на гранитной скале выступают термальные источники, описанные в последнее время Н. М. Прокопенко и Н. Г. Концевичем. Оба автора согласно указывают на наличие тектонической линии северо-восточного простирания, линии, совпадающей с одной из трещин отдельностей в гранитах, с которой они и связывают выходы термальных источников. Н. М. Прокопенко констатирует вдоль этой линии зеркала скольжения и раздробленность пород, выраженную деформированными зернами минералов в шлифах. Касаясь масштаба этой трещины, он пишет, что она «может быть местного характера» (73, стр. 47). Н. Г. Концевич считает, что «источники приурочены, очевидно, к местной тектонической трещине, имеющей общее северо-восточное простирание» (44).

Ниже термальных источников в правом борту реки Б. Кызыл-су выходят серые, гнейсовидные, сильно перемятые граниты, содержащие обильные шлиры и ксенолиты сланцев. По полевым наблюдениям шлиры являются результатом ассимиляции ксенолитов. Такая картина тянется на протяжении около одного километра, после чего гнейсовидные граниты сменяются нормальными мелкозернистыми гранитами.

Приблизительно в одном километре от устья Б. Кызыл-су и в 50 *м* от показанного на двухверстной карте моста через Б. Кызыл-су, в правом борту долины снова появляются гнейсовидные граниты, южнее которых выходят амфиболиты, разбитые по всем направлениям аплитовыми жилами, отходящими от катаклазированных микроклиновых гранитов; эти жилы имеют ничтожную мощность в 2—3 *см*, редко достигая 10 *см*, и лишь одна из них (стоящая на голове) имеет мощность в 0,5 *м*. Среди амфиболитов видно зеркало скольжения, отчетливо падающее на юго-восток по азимуту 150° под ∠80°. В лежачем боку зеркала скольжения амфиболиты значительно раздроблены, а в висячем боку они постепенно переходят в кварцево-слюдистые сланцы, которые в свою очередь также обильно прорезаны аплитовыми жилами, отходящими от мелкозернистых плагиоклазовых гранитов.

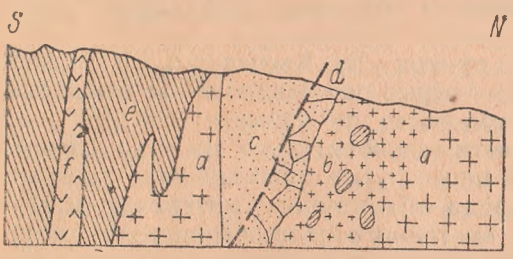


Рис. 12. Контакт гранитов с метаморфическими сланцами.

a — гранит; *b* — гнейсовидный гранит с шлирами и ксенолитами; *c* — афанит; *d* — брекчия; *e* — сланцы; *f* — аплит; — — — разрыв.

Описанные соотношения гранитных апофиз с амфиболитами изображены на рис. 12.

Севернее указанного выше моста во всех обнаженных скалах видны входы гнейсовидных гранитов, содержащих в изобилии ксенолиты; местами их так много, что вся гнейсовидная порода становится пятнистой. При этом темные пятна ксенолитов образуют основной фон породы, на котором жилообразными полосами выделяются белые гнейсы. В одном из расположенных здесь обнажений плотные породы оказались мальхитом.

В расстоянии полутора километров от контакта гранитного массива с красноцветными третичными породами в правом борту долины Б. Кызыл-су виден тектонический контакт, изображенный на рис. 13.

Здесь в обнажении высотою около 200 *м* видно отчетливо наползание гнейсовидных, изобилующих ксенолитами гранитов *1* на катаклазированный гранит *2*. Пологая поверхность тектонического контакта представлена гранитным милонитом.

На правом берегу Кызыл-су, против левобережного сая Чевы в том месте, где на двухверстной карте, у показанного на ней моста, стоит отметка 1021, в небольшой скале выходят пересе-

ченные кварцевыми жилами гранитные милониты. Порода имеет красную окраску и находится в непосредственном тектоническом контакте с развитыми к северу от нее красноцветными третичными отложениями.

Р. Борду (левый приток Б. Кызыл-су). У перевала из Борду в Чевы (параллельный и расположенный к югу от Борду приток Б. Кызыл-су, название которого не обозначено на двухверстной карте) встречаются коренные выходы гранитов, на которых лежат глыбы брекчированных известняков. Все выходы сильно задернованы, но наличие брекчированности в известняках дает основание предполагать, что здесь имеется тектонический контакт, так как и граниты коренных выходов представлены типичнейшим катаклазитом.

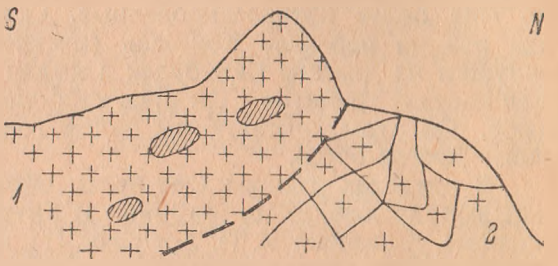


Рис. 13. Надвиг в гранитах р. Б. Кызыл-су.

Надвиг богатых ксенолитами и шлирами гранитов (*1*) на катаклазированные граниты (*2*) зоны контакта палеозоя с третичными красноцветами в низовьях Б. Кызыл-су.

В средней части реки Борду кое-где торчат небольшие скалы песчано-мергелистых пород, характерных для нижней части Иссык-кульского разреза среднего карбона.

Обнажения не дают возможности составить вполне ясное представление о залегании пород.

Выше указанных скал попадаются глыбы известняка, содержащего плохой сохранности фауну, повидимому среднекарбоновую.

Долина р. Бургансу (правый приток Б. Кызыл-су). Терскей-алатау в верховьях р. Бургансу сложен серым гранитом, изобилующим богатыми аплитовыми жилами. Гранит равномернозернистый, беден шлирами и, повидимому, не содержит ксенолитов; под микроскопом гранит оказался значительно катаклазированным, чего, однако, не было заметно на свежих штуфах.

Этими гранитами сложены борта большого ледникового цирка, не имеющего в своих вершинах в настоящее время ледяка. Широкая троговая долина на всем своем 2-километровом протяжении завалена мореной, изобилующей валунами серого гранита; помимо гранита в ней были найдены только два куска мрамора.

У северного конца морены серые граниты постепенно сменяются сильно катаклазированными красными гранитами, которые отдельными скалами возвышаются над увалами северного склона хребта.

Северная оконечность красных катаклазированных гранитов совпадает с наибольшим уклоном склона Терскей-алатау. Среди

осыпей здесь встречаются преимущественно граниты и лишь изредка попадаются породы, напоминающие среднекарбоновые песчаники.

В своих низовьях р. Бургансу течет по рыхлым наносным образованиям на протяжении 5 *км*, после чего упирается в крутые отвесы красноцветных третичных пород, имеющих отчетливое падение на северо-запад.

Долина р. Сют-булак

Р. Сют-булак берет свое начало из трех небольших потоков, верховья которых расположены на высоте около 3000 *м*.

В верховьях ее выходят те же граниты, что и по Бургансу, но еще более катаклазированные. Севернее гранитной полосы, как раз на перевале Кок-бель (местное киргизское название), ведущем из долины Сют-булак в долину Джеты-огуза, расположен контакт гранитов с средним карбоном, слагающим горы Кок-тюбе. Об этом контакте мы будем говорить при описании долины Джеты-огуза.

В пределах долины Сют-булак обращают на себя внимание два выхода юрских отложений. В литературе об этих выходах впервые упоминает К. И. Аргентов (1), после него И. И. Мельников (один из сотрудников группы Н. Г. Кассина) (37). По данным В. Я. Аврова (сотрудник П. А. Грюше в 1929 году), в восточном борту Сют-булака, как раз у крутого обрыва карбоновых известняков, расположены две старые разведочные канавы, заданные по азимуту 140—320°. В одной из них, имеющей длину 10 *м*, прослежен следующий разрез сверху вниз:

1) Серый глинистый, желтоватый и местами сажистый сланец, содержащий в себе плохой сохранности растительные остатки. Мощность 2,3 *м*. 2) Желтовато-серый глинистый сланец с маломощными углистыми включениями. Мощность 1,3 *м*. 3) Уголь, перемежающийся с совершенно черной плотной рассланцованной глиной, мощность 2,1 *м*. 4) Желтая глина 1,3 *м*.

Падение всей этой свиты на юго-восток по азимуту 132° под $\angle 52°$.

Вероятно, И. И. Мельников на стр. 91 (37) имеет в виду именно этот выход юры. Так как в восточной части Сют-булака широко развиты оползневые явления, показанный замер элементов залегания нельзя считать абсолютно достоверным, в силу чего утверждать, что пласты юры здесь уходят под среднекарбоновый массив гор Кок-тюбе, также не представляется возможным. Но в то же время вряд ли можно и отрицать наличие тектонического контакта между указанным выходом юры и среднекарбоновым массивом гор Кок-тюбе.

Другой зарегистрированный В. Я. Авровым выход юрских пород находится в непосредственной близости от полосы третичных красноцветных отложений и представлен красными и розовыми конгломератами и песчаниками; в 50 шагах к востоку от него выходят сильно перемятые, пестрые глины. Судить

о юрском возрасте этих пород можно лишь по их литологическому сходству с заведомо юрскими образованиями; никаких растительных остатков и углистых пропластков в них найдено не было.

Севернее указанных выходов юры река Сют-булак прорезает красноцветную третичную свиту вкрест ее простирания, после чего выходит в приозерную равнину Иссык-куля, где и течет среди четвертичных отложений.

Горы Оргочер

Под таким названием известна небольшая возвышенность в приозерной полосе, лежащая к востоку от нижнего течения р. Б. Кызыл-су. Достигая длины 20 *км* и ширины около 8 *км*, эти горы возвышаются над приозерной равниной на 420 *м* и имеют абсолютную высоту наивысшей точки в 2020 *м*. Будучи сложены рыхлыми осадочными образованиями, они весьма сильно расчленены эрозией, в силу чего по форме ландшафта представляют собою типичный bad land.

Уже И. В. Мушкетов писал, что «так называемые Ургачарские хребты, состоящие из белой и красной глины», петрографически аналогичны соленосным отложениям р. Кочкары и др. в Нарынском районе (59, т. II). Обилие глин разных цветов и составов, часто переходящих в мергели, подтверждается и последующими исследователями, указавшими также и на значительные пласты более грубых обломочных пород: песков, песчаников и галечников.

Наиболее подробные разрезы, характеризующие литологический состав гор Оргочер, приводит И. И. Мельников (37, стр. 90).

Система р. Джеты-огуз

Река Джеты-огуз слагается из ряда отдельных верховий, берущих начало в районе больших ледников северных склонов Терскей-алатау. Верховья Джеты-огуза примыкают к наиболее высокой и труднодоступной части водораздела Терскей-алатау, достигающей высот 4614 и 5242 *м* (по отметкам двухверстной карты). На двухверстной карте все истоки Джеты-огуза имеют свои названия, кроме западного, наиболее длинного, примыкающего в водораздельной точке 4614 *м* (отметка 2166). Этот исток Джеты-огуза принимается в настоящей работе за верховье Джеты-огуза, все же остальные, обозначенные на двухверстной карте особыми названиями, будут описаны как притоки.

В верховье Джеты-огуза имеются две ледниковые долины, разделенные друг от друга острым гранитным гребнем, почти меридионального направления. В вершинах обеих долин лежат ледники, показанные также на двухверстной карте. По данным этой карты, снятой в 1911 году, длина каждого из этих ледников достигает 4 *км*, между тем по наблюдениям Иссык-кульской партии, и в частности ее сотрудника Н. А. Беляевского,

языки обоих ледников в 1934 г. были значительно южнее показанных на карте точек. Таким образом, следует констатировать отступание обоих ледников за 23 года на величину около 1 *км* для каждого из них.

В моренах преобладают валуны гранита, аплита, катаклазита и метаморфических сланцев.

В месте соединения двух отщелков верховий Джеты-огуза в коренном залегании выходят плотные равномернозернистые гранодиориты (возможно также и кварцевые монцониты) с порфировидными выделениями микроклина.

Ниже соединения двух отщелков на протяжении 2 *км* в правом борту верховий Джеты-огуза виден контакт темных диоритовых пород со свитой метаморфических сланцев. Последние представлены в основном серицитовыми сланцами, переслаивающимися с хлоритовыми сланцами и филлитами. Сланцевая свита имеет широтное простирание при чрезвычайно крутом падении. Контакт носит характер магматического, о чем свидетельствует основной характер гранитной интрузии, а также видимое отсутствие катаклаза.

Далее свита сланцев пересекает долину и переходит также на ее левый борт. Ниже, вплоть до слияния с рекой Айла-тыш, верховья Джеты-огуза рассекают стоящую на головах при строго широтном простирании свиту зеленых хлоритовых сланцев, среди которых в одном месте в левом борту долины был зарегистрирован апофиз диорита, секущий сланцы.

Правые притоки Джеты-огуза рр. Айлатыш и Арчалы-тер. Вершина р. Айлатыш примыкает к одной из наиболее высоких точек водораздела Терской-алатау, имеющей высоту 5242 *м* (отметка 2461 двухверстной карты). Показанный на двухверстной карте ледник, берущий свое начало у указанной вершины, по полевым наблюдениям также отступил за 23 года не менее как на ½ *км*.

Совершенно свежие конечные морены имеют в своем составе исключительно гранит и аплит.

На ½ *км* ниже ледникового языка в обоих бортах долины выходят граниты, в северной своей части переходящие в гранодиоритовую породу. В двух с половиной километрах выше устья Арчалы-тер долина р. Айлатыш пересекается контактом гранитов и сланцевой свиты. Граниты по линии этого контакта всюду образуют гранодиоритовые разности и заметно обогащаются аплитовыми жилами с турмалином. Диоритовые разности образуют ксенолитовые включения в белом граните, что особенно характерно для зоны непосредственного соприкосновения. Среди ксенолитов в граните обычны сланцы и омраморованные известняки. Сланцы в непосредственном соприкосновении с гранитами сильно окремнены и ожелезнены. В расстоянии ½ *км* от контакта в правом борту р. Айлатыш среди сланцевой свиты, образуя внедренный в сланцы апофиз, выходит гнейс, который весьма быстро сменяется роговообманковым гнейсом, а последний в свою очередь непосредственно контак-

тирует с входящими в состав сланцевой свиты хлоритизированными и эпидотизированными кварцевыми порфирами.

Р. Арчалы-тер (правый приток р. Айлатыш) также имеет в своей вершине ледник длиною около 5 *км*, текущий в западном направлении. Контакт между гранитами и сланцевой свитой проходит у ледникового языка. В правом борту у линии контакта граниты переходят в гнейсы. Взятый же из левого борта у линии контакта гранит при микроскопическом исследовании неожиданно оказался милонитом гранита. Ниже контакта до самого впадения в Айлатыш р. Арчалы-тер протекает исключительно среди сланцевой свиты. В правом борту этой части долины замерено падение сланцев на юго-восток — юг по азимуту 155° ∠ 57—80°.

Р. Асантукум (левый приток Джеты-огуза). Морены в верховьях Асантукума состоят из зеленокаменных метаморфических пород и небольшого количество диоритов, содержащих в себе шлиры и ксенолиты. Ниже конечных морен проходит мощная полоса гранитного милонита, доходящая до водораздельного гребня, отделяющего долину Асантукум от соседней (расположенной к северо-западу от нее) долины Чотур-тер. Ниже указанного милонита, на большей части протяжения долины Асантукума, в обоих ее бортах выходят зеленые хлоритовые сланцы строго широтного простирания и чрезвычайно крутого падения, почти стоящие на головах. Местами среди сланцев встречаются рассланцованные порфириты.

Часто встречающиеся в осыпях куски гранита и диоритовых пород содержат в себе ксенолиты сланцев, что заставляет считать контакт в основе магматическим.

В устьевой части долины Асантукум также выходят слоистые, а местами и плотные, зеленые хлоритовые и известково-хлоритовые сланцы, имеющие строго широтное простирание и стоящие на голове. Эти сланцы вполне тождественны сланцам, обнажающимся в долине Джеты-огуза выше устья Асантукума.

Р. Телеты (правый приток Джеты-огуза). В верховьях долины Телеты есть небольшой ледник, длиною около 2 *км*, повидимому находящийся в стадии отступания. Он расположен на резком ригелеобразном уступе, возвышающемся над дном троговой долины на 150—200 *м*, сложенном зелеными сланцевыми породами мелкого зернения, изредка встречающимися кварцевыми жилами падают на северо-запад — север, азимут 350° ∠ 60°.

Ниже ригеля по обеим сторонам долины видны открывающиеся в нее висячие корытообразные долинки. У второй правой подвешенной долинки проходит контакт сланцев с гранитами, в поле принятый за тектонический по наличию в нем катаклазита, что микроскопически, однако, осталось не проверенным. Немного выше впадающей справа небольшой речки Айтюр проходит завалленный осыпями контакт сланцев с гранитами.

Двумя километрами ниже этого контакта р. Телеты изменяет северо-западное направление своего течения в западное. Ее долина кроме того здесь разделяется внутренним продольным

водораздельным гребнем на две части. Этот гребень, сложенный коренными гранитами, протягивается до устья р. Телеты.

В правом борту долины Телеты выходят мелкозернистые граниты. В одном месте среди них встречена полоса зеленого катаклазита, главная отдельность которого падает на запад 265° ∠70°. Катаклазит рассечен обильными кварцевыми жилами, очень круто падающими на юг и имеющими мощность в 10—15 *см*.

В другом месте гранит принимает гнейсовидную текстуру и рассечен жилой порфирита, мощностью 18 *м*, падающей на юго-восток 112° под ∠50°. В висячем боку этой жилы залегают те же граниты, что и в лежачем, но отличаются отсутствием гнейсовидной текстуры. Среди них выделяется плоскость отдельности, падающая на юго-восток 115° ∠50°, т. е. совпадающая с падением порфиритовой жилы. Другая плоскость отдельности гранита падает на юго-запад по азимуту 240° ∠55° и третья, слабо выраженная, на северо-запад — север 350° ∠70°.

Р. Ат-джайляу (левый приток Джеты-огуза). На перевальной точке из долины Ат-джайляу в верховьях р. Бурган-су выходят граниты, изобилующие аплитовыми жилами, содержащими большие кристаллы черного турмалина.

В левом борту верховий Ат-джайляу выходят сланцы, падающие на север под углом 50—60°, в то время как вершины правого борта здесь сложены серыми гранитами. Взаимоотношения указанных пород здесь не совсем ясны: граниты не имеют ксенолитов и лишены видимых следов катаклаза. В то же время сланцы на них отчетливо наползают по плоскости, падающей на юг; немного ниже по долине Ат-джайляу граниты постепенно начинают обогащаться ксенолитами сланцев, но никаких апофиз гранитов в сланцевую свиту не видно.

Апофизы гранитов появляются лишь у конца троговой части подвешенной долины Ат-джайляу в ее правом борту. Здесь кремнисто-слюдистые сланцы, среди которых часто встречается турмалин, сильно ожелезнены. Ожелезнение сланцев частично переходит и на левый борт долины и стоит в связи с наличием кварцевых жил, отходящих от гранитных апофиз. Таким образом в этой части долины более определенно можно говорить о магматическом характере контакта.

Развитый в полосе контактов гранит изобилует сульфидами и пронизан порфиритовой жилой, падающей на восток — юго-восток 110° ∠60°, секущей также и сланцы, которые здесь падают на юго-восток 140° ∠60°.

Ниже окончания морен, где долина Ат-джайляу приобретает эрозионную форму, в ее бортах выходят исключительно белые, несколько порфировидные граниты с бледнорозовыми выделениями полевых шпатов. Выходы этих гранитов продолжаются до самого устья Ат-джайляу.

Долина Джеты-огуза ниже устья р. Айлатыш. Р. Айлатыш соединяется с главным руслом Джеты-огуза в той его части, где долина Джеты-огуза рассекает почти вкрест простирания сланцевую свиту (уже упоминавшуюся при описании соответствующих

притоков) и лишь около устья Чотур-тера вступает в область развития гранитов. Контакт здесь так же неясен, как и его продолжение на северо-восток в долину Телеты.

На правом берегу Джеты-огуза против устья Ат-джайляу выходит сильно раздробленный гранит с резко выраженным окварцеванием; над окварцованной полосой лежит слой, мощностью около 1 *м*, сильно ожелезненной породы. Выше все завалено гранитными валунами флювиогляциального происхождения, над которыми выходит скала кристаллического известняка; над известняками, наползая на них с востока, лежит сильно окварцованный гранит; таким образом здесь можно говорить о наличии надвига. Повидимому, именно это отношение имел в виду И. И. Мельников, который пишет, что взаимные соотношения гранитов с кристаллическими известняками неясны, но «замечается, однако, перекрытие их гранитом. Сказанное относится к правому берегу долины Джеты-огуз» (37, стр. 93).

В полукилометре севернее от указанных надвиговых соотношений по правому берегу Джеты-огуза выходят песчаники, по своему виду похожие на среднекарбоновые. Никаких намеков на их метаморфизацию не видно. В южной части обнажения эти песчаники падают на северо-восток азимут 70° ∠ около 60°. Далее на протяжении 100—150 *м* обнажение замыто, после чего из-под осыпей выступает его северная часть. Здесь также выходят коричневые песчаники, частью переходящие в коричневые же глинисто-сланцевые породы, также круто падающие на восток — северо-восток. Верхи северной части обнажения (глинисто-сланцевые) имеют яркие окраски (розовые, фиолетовые, фисташковые, белые) и представлены преимущественно глинистыми разностями небольших мощностей.

На границе осадочных пород и налегающих на них гранитов видна брекчия и зеркала скольжения, элементы падения которых трудно выяснить с полной уверенностью.

Шлиф, изготовленный из куска, непосредственно примыкающего к зеркалу скольжения, показал чрезвычайную деформированность богатой кварцем гранитной породы.

Одним километром ниже устья Ат-джайляу р. Джеты-огуз пересекает небольшую, покрытую наносами, довольно ровную поперечную долинку, известную у киргизов под названием урочища Ат-джайляу (этого названия на двухверстной карте нет). В южном борту этого урочища, надетая трансгрессивно на граниты водораздела р. Ат-джайляу, выходит коричневые песчаники, падающие на северо-запад 290° ∠ около 20°; видимая их мощность 25—30 *м*. По внешнему виду эти песчаники следует принять за среднекарбоновые. Они залегают на белых биотит-роговообманковых гранитах с резко выраженной порфировидностью. Шлифов и ксенолитов среди них замечено не было.

В северном борту урочища Ат-джайляу виден контакт между гранитами и известняками среднего карбона. В западной части гор Кок-тюбе, на южном их склоне, тотчас у перевала Кок-бель (не показанного на двухверстной карте) выходят белые извест-

няки, круто падающие на юг и содержащие небольшую фауну; ниже этих известняков в борту северного склона урочища Ат-джайляу выходят коричневые песчаники такого же карбонового типа, что и в южном борту этого урочища, и также падающие на север, но под значительно более крутым, нежели в южном борту, углом падения. Соотношение этих песчаников с указанными и фаунистически охарактеризованными известняками остается неясным. В расстоянии же 1—1,5 *км* к востоку от перевала Кок-бель в том же борту Ат-джайляу виден отчетливый разрез, низы которого представлены мощными слоистыми кварцитами, падающими на север, над ними лежит маломощный пропласток известняка с остатками хористидов, выше которых идут коричневые песчаники. В обоих случаях осадочные свиты контактируют с развитыми к северу от них и слагающими гребень гор Кок-тюбе гранитами по линии тектонического контакта.

Севернее урочища Ат-джайляу р. Джеты-огуз вступает в узкое ущелье, по которому и течет на протяжении 3,5 *км* и из которого выходит тотчас ниже термальных источников. Описанный разрез в восточной части южного склона гор Кок-тюбе, имеющий в своем основании мощную свиту кварцитов, составляет левый борт начала этого ущелья. В правом же борту выходит небольшая гривка сильно брекчиированных коричневых песчаников, падающих на северо-запад, азимут 320—350° ∠ 60—70°; эти песчаники подстилаются конгломератами и по внешнему виду также ничем не отличаются от обычных песчанистых фаций среднего карбона. Покрыты они красноцветными глинистыми породами, условия залегания и стратиграфическое значение которых осталось неясным.

Севернее указанных песчаников в правом берегу Джеты-огузского ущелья выходят красные порфировидные граниты, которые в виде апофиз внедряются в кварциты Джеты-огузской осадочной серии. Эти кварциты здесь обнаруживают хорошую слоистость и, без какого-либо видимого несогласия, переходят в известняки, содержащие среднекарбоновую фауну. Выше известняков встречаются обрывки песчаников и красноцветных глин, среди которых найдены остатки (чрезвычайно плохой сохранности) флоры. О сколько-нибудь значительных обнажениях юры на основании этих остатков говорить не приходится, но допустить, что юрские осадки отлагались на Джеты-огузском карбоне до его тектонического поднятия и лишь впоследствии были уничтожены эрозией, основываясь на этих растительных остатках, — возможно.

В левом борту Джеты-огузского ущелья выходит на всем его протяжении мощная свита кварцитов, также имеющих хорошую слоистость и покрытых известняками среднего карбона (рис. 14). Особенно интересными обнажениями здесь являются выходы в левом логу, впадающем в ущелье в 0,75 *км* выше термальных источников. Здесь кварциты, а равно и покрывающие их известняки, сильно пиритизированы. Пиритизация явно си-

зана с внедрением в свиту известняков и подстилающих их кварцитов гранитной интрузии. В левом борту указанного лога пиритизированные породы выходят последовательно в трех близко друг к другу расположенных точках, образуя полосу длиной в 300 *м* при средней ширине в 2 *м*. С поверхности пиритизированые породы легко узнаются по желтым налетам охры и лишь при разбивании обнаруживается тонкая вкрапленность пирита и сеть различно ориентированных рудных жил, мощностью в 10—15 *см*; вкрапленность обогащается пиритом близ этих жил. В семи изготовленных шлифах пиритизированных пород в минералогической лаборатории ЦНИГРИ Л. В. Радугиной



Рис. 14. Слоистые кварциты и покрывающие их среднекаменноугольные известняки на Джеты-огузе. Фото Н. А. Грюше.

обнаружены следующие минералы (в порядке их выделения): рудообразующие минералы, гематит, пирит, магнетит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит и затем вторичные: самородное серебро, марказит, халькозин, малахит, турьит, лимонит. Самородное серебро обнаружено лишь в одном из шлифов в халькозине, где оно, по мнению Л. В. Радугиной, является результатом вторичного обогащения руды.

В районе развития известняков в известняках видна неправильная слоистость, упоминаемая всеми исследователями, начиная от Н. Б. Мушкетова. Разрез карбона описан здесь Н. Н. Мельниковым (17, стр. 93) и Н. А. Грюше, в ныне опубликованной работе которой приводится сравнение обоих описаний (22). По мнению Н. А. Грюше, около 6 рядовых кварцевых конгломератов, подстилающих в некоторых местах известняки, относятся к верхней свите (рис. 15).

Среди известняков здесь найдены нижеследующие, определенные Г. Н. Фредериксом, формы *Cora tosquensis* Frks., *Cora alpina* Frks., *Cora Schellwieni* Frks., *Chaetella bathycolpos* Schellw., *Dictyoclostus* aff. *gruenewaldi inflatus* Mc. Chesn., *Dic-*

tyoclostus frederiksi Ilov., *Schuchertella* aff. *crenistria* Phill. *Schuchertella* aff. *pelaroonata* Schlof., *Brachytirina* cf. *strangwaisi* Vern.

Этот список отличается от приведенного в работе Н. Г. Кассина (37, стр. 93 и 132), относившего известняки к серпуховскому ярусу. По мнению Г. Н. Фредерикса, указанная фауна заставляет отнести известняки к еще более высоким горизонтам среднего карбона — в пределы мячковского, либо низов самарского ярусов.

К узкой полосе развития карбоновых известняков приурочен выход Джеты-огузских термальных источников, непосредственно вытекающих из покрывающего известняки аллювия. Геологические условия Джеты-огузских ключей описывались ранее рядом авторов: И. И. Мельниковым (37), а в последнее время Н. М. Прокопенко (73), П. А. Грюше (22) и, наконец, Д. П. Прочуханом (75).



Рис. 15. Белые кварцевые конгломераты юры, несогласно лежащие на среднем карбоне. Джеты-огуз. Фото П. А. Грюше.

Н. М. Прокопенко относит известняки к нижнему карбону, а подстилающие их кварциты — к нижнему палеозою. Кварциты пронизаны неправильными апофизами розовых гранитов. «Возраст гранитов связан с каледонскими или с варисцийскими (первая фаза) горообразовательными движениями [контакт с нижним палеозоем (?) и трансгрессивное налегание верхнего палеозоя]». Трещины в крыльях антиклинальной складки Н. М. Прокопенко считает местными, связанными с самим процессом изгиба и складки нижнекарбоновых пород (73).

Приведенный список фауны заставляет принять известняки Джеты-огуза за более молодые. Согласное залегание карбона на кварцитах говорит против того, что эти кварциты имеют нижнепалеозойский возраст. Связанная с кварцитами и известняками пиритизация также говорит в пользу ее одновременности и может быть поставлена в связь только с варисцийской фазой вулканизма. Мало понятно, в силу каких соображений Н. М. Прокопенко пишет о трансгрессивном налегании верхнего палеозоя, считая возраст известняков за нижнекарбоновый.

В конце 1932 г. на Джеты-огузских термальных источниках горным инженером Д. П. Прочуханом была проведена с цели-

но-исследовательскими целями буровая скважина, описание которой опубликовано в печати (78).

В указанной работе Д. П. Прочухана весьма интересно указание на приуроченность к кровле и подошве зоны трещиноватых известняков (56,4—59,0 *м*) значительного развития рогоников, а также пустот, заполненных кварцем и кальцитом.

Джеты-огузские термальные источники приурочены к сложному комплексу палеозойских пород, в основном состоящему из среднекаменноугольных отложений, низы которых интрудированы гранитами. Верхи среднего карбона, как то было указано, несогласно покрыты белыми кварцевыми конгломератами, по своей литологии принимаемыми за юрские.

Северный склон палеозойского массива с лежащими на нем конгломератами юры очень крут и непосредственно граничит с небольшим расширением Джеты-огузской долины, покрытым четвертичными наносами. Севернее этого расширения долины



Рис. 16. Скалы красноцветных третичных отложений „Джеты-огуз", что значит семь быков. Фото П. А. Грюше.

выступают эффектные скалы красноцветных третичных отложений, образующие чрезвычайно оригинальные фигуры выветривания. Именно здесь, на Джеты-огузе, не может возникать никаких сомнений в возрасте слагающих их красноцветных отложений, так как именно отсюда и была доставлена в 1926 г. А. П. Кириковым (41) и определена А. Н. Рябининым черепаха *Stylemys karakolensis* Riab., возраст которой, по мнению А. Н. Рябинина, может быть олигоценовый или миоценовый (78).

В 3 *км* ниже по долине Джеты-огуза яркокрасный цвет третичной свиты изменяется на буро-желтый, каковую окраску свита выдерживает на протяжении 6 *км*, после чего уходит под четвертичные отложения приозерной полосы. Как красноцветные,

так и желто-бурые дислоцированные третичные отложения сверху покрыты обычными флювиогляциальными покровными галечниками, имеющими незначительный наклон в сторону озера.

По данным И. И. Мельникова, четвертичные отложения в нижней части течения Джеты-огуза представлены различного цвета глинами, перемежающимися с песком. Среди этих наносов Джеты-огуз образует обрывы, достигающие 20 *м* высоты. Ближе к устью появляются накопления песка и берег озера от обрыва высокой террасы отстоит почти на ½ *км*. В своем устье Джеты-огуз образует большую дельту (37).

Долина р. Ирдык

Небольшая река Ирдык расположена между двумя крупными водными системами рр. Джеты-огуза и Каракола. По данным И. И. Мельникова, в верховьях Ирдыка находятся два небольших ледника. Один из них имеет незначительную длину и представляет собою широкое ледяное поле, расположенное в западной ветви. Другой, расположенный в главной, восточной ветви долины Ирдык, имеет типично долинную форму. Оба ледника окаймлены неправильными моренами (37, стр. 199).

Верховья Ирдыка сложены гранитами, среди которых изредка встречаются ксенолиты сланцев. Есть указания на то, что сланцы выходят в вершине ледникового цирка, но контакт их с гранитами проследить из-за осыпей нельзя (маршрут сотрудника Иссык-кульской партии П. А. Петрова в 1932 г.). Граниты образуют две разности, розовую и серую, которые и выходят отдельными небольшими выскалениями, торчащими среди ледниковых наносов, в силу чего нет возможности разобрать их взаимоотношения. Местами граниты принимают палевую окраску и оказываются сильно разрушенными. На водоразделе Ирдык — Каракол замерены трещины отдельности гранитов, падающие по: 1) азимуту 140° ∠50°, 2) азимуту 55° ∠80° и 3) азимуту 330° ∠30°.

Особый интерес представляет зона контактов гранитов с красноцветными третичными отложениями, которые здесь слабо наклонены на север, а с юга непосредственно притыкаются к гранитам. Контакт хорошо вскрыт долиной р. Ирдык и прослеживается к западу от нее по направлению к Джеты-огузу. На всем протяжении контакта граниты чрезвычайно катаклазированы, что выражается, помимо дробленности и волнистого угасания зерен кварца, также и в деформациях зерен полевого шпата. Последние изогнуты, разбиты трещинами, образующими по отношению к полисинтетической штриховке картину «микровзбросов».

При переходе из области развития гранитов в красноцветные третичные породы долина Ирдыка из широкой становится узкой. Приближаясь к озеру, Ирдык глубоко врезается в четвертичные отложения и при впадении образует длинную, узкую бухту.

Система р. Каракол

Р. Каракол начинается двумя главными рукавами, носящими название: р. Культюр на востоке и р. Уюнтюр на западе. В верховьях Уюнтюра водораздельный гребень Терскей-алатау имеет показанные на двухверстной карте высоты 5014 и 5241 *м*.

Р. Уюнтюр (западная составляющая верховий Каракола). Типично троговая на всем своем протяжении долина Уюнтюра в верхней своей части имеет ледник. Язык ледника Уюнтюра заканчивается ледниковым тротом, расположенным в 1933 г. по меньшей мере на ½ *км* южнее того положения, которому соответствует положение ледникового языка на двухверстной карте 1911 г. Ровная песчанистая долина отделяет язык ледника Уюнтюра от совершенно свежей конечной морены, перегораживающей поперек долину реки. Все это говорит об отступании ледника.

В 1933 г. альпинисты В. П. Сасоров и И. Е. Тамм доставили образцы отбитых у точки 2354 двухверстной карты (высота 5014 *м*) от коренных скал серых гранодиоритов и аплитов, заключающих в себе ксенолиты сланцевой свиты. Кроме того ими же была зарегистрирована почти горизонтальная кварцевая жила с сульфидами, а по водораздельному гребню между Уюнтюром и Культюром, идущему к северу от указанной отметки 2354, были в расстоянии 3 *км* от последней констатированы коренные выходы кварцево-слюдяных сланцев, падающих, по их глазомерному определению, на север под углом около 45°. Среди сланцев обильно развиты кварцевые жилы.

В главную троговую долину Уюнтюра открывается с правого и левого борта обычный ряд каровых цирков. В правом борту отчетливо видны 4 таких цирка. На протяжении 2 *км* ниже ледникового языка в правом и левом бортах троговая долина сложена сланцами, стоящими на головах и имеющими простирание по азимиту 115°. Высота дна троговой долины в этой части Уюнтюра 3035 *м*. В одном из небольших подвешенных трогов левого борта Уюнтюра, превышающего дно троговой долины приблизительно на 200 *м*, в коренном обнажении выходят оливиновые породы, оказавшиеся по определению О. И. Некрасовой роговообманковым перидотитом (кортландитом). Главная плоскость отдельности оливиновых пород круто, под углом 60—65°, падает на ЮВ по азимуту 125—130°. Другая плоскость отдельности падает на ЮЗ 210° под углом 35°. Расположенные к югу от них слюдяно-кварцевые сланцы в непосредственной близости с оливиновыми породами приобретают несколько гнейсовидный характер. К северу же от них сланцы теряют свою гнейсовидность и переходят в кварциты. Роговообманковые перидотиты безусловно секут сланцевую свиту, среди которой они образуют дайку, мощностью около 20 *м*.

В 3 *км* ниже ледникового языка долина Уюнтюра перегорожена размытой древней мореной, состоящей почти исключительно из огромных глыб гранита и габбродиорита, предста-

вляющих большое затруднение для передвижения. В пределах этой морены оба коренные борта Уюнтюра сложены габбродиоритами, среди которых встречаются ксенолиты сланцев. Этот небольшой штокообразный выход серых габбродиоритов тянется на протяжении одного с небольшим километра, после чего в обоих бортах долины снова встречаются одни лишь сланцы. Выход сланцевых свит продолжается до слияния Уюнтюра с Культюром.

Появление в верховьях Уюнтюра габбродиоритовых и ультраосновных пород, тесно связанных с контактовой зоной гранитов с метаморфическими сланцами, делает весьма вероятным предположение о их происхождении в результате ассимиляционных процессов. Аналогичная картина имеет место также и в других долинах верховий р. Каракола.

Р. Телеты (левый приток Уюнтюра). Долина Телеты является типично троговой, подвешенной по отношению к Уюнтюру. В верховьях Телеты, на перевале в долину Уюнтюра, видны большие нагромождения глыб магматических пород. По склонам лога, ведущего из Телеты к перевалу, обнажаются известково-хлоритовые и хлоритовые сланцы, во многих местах пронизанные жилами кварца. Кварц обычно прозрачный и реже молочно-белый; были встречены отдельные образцы розового кварца. Помимо кварцевых жил метаморфическая свита рассечена также и жилами аплитов.

Граниты, в целом интрудирующие метаморфическую свиту, около контактов с нею переходят в гранодиоритовые и лампрофировые разности; везде в этих породах сохраняется кварц и микроклин, а также из темноцветных компонентов биотит в очень значительном количестве, и лишь одна роговая обманка в меньшем количестве. Среди этих гранитовидных пород встречено большое количество шлиров, отличающихся от лампрофировых пород своей большой мелкозернистостью, в то время как гранодиориты в большинстве равномернозернисты.

Между гранодиоритами через лампрофиры можно наблюдать постепенные переходы в габбровые породы, которые из всех прочих основных пород, развитых здесь, имеют наибольшее развитие.

Габбровые породы представлены весьма интересными и редкими разностями габбропегматитов. О. И. Некрасова, обрабатывавшая микроскопически эти породы, различает среди них габбропегматиты пойкилитовой структуры, состоящие из лабрадора, биотита, роговой обманки, моноклинного пироксена, серицита, соссюрита; другие разновидности габбропегматитов, найденные здесь, отличаются от указанной своими пегматитовыми структурами.

Эти основные породы рассечены жилами мелкозернистого биотитового гранита, аплитов и кварца, содержащих сульфиды. Количество кварцевых жил весьма значительно и в них содержится, помимо сульфидов, также и значительное количество эпидота.

Таким образом в верховьях Телеты, так же как в верховьях Уюнтюра, развит комплекс контактовых пород гибридного типа, представленных рядом разностей от щелочных гранитов до ультраосновных пород (габбропегматитов, пироксенитов и перидотитов).

Эти явления находят свое объяснение с точки зрения следующих последовательных процессов: 1) интрузии гранитной магмы в метаморфическую свиту; 2) одновременной с этой интрузией ассимиляцией богатых кальцием известковистых пород, 3) в результате чего первоначально кислая магма переходит в основную, диоритовую и габбродиоритовую, каковой процесс сопровождается обособлением в контактовой зоне ряда основных дифференциатов до габбропегматитов включительно.

Такое объяснение находит некоторое подтверждение в том, что среди биотит-роговообманковых кварцевых диоритов были встречены шлиры, которые при микроскопическом исследовании оказались роговообманковым габбропегматитом.

Таким образом в верховьях Телеты отчетливо видны явления магматического контакта, в силу чего встречающуюся катаклазированность диоритовых пород, особенно близ их контакта со сланцевой свитой, правильнее считать за вторичное явление.

Иногда эта катаклазированность выражена чрезвычайно интенсивно и порода приобретает отчетливую сланцеватую (отчасти эвтакситовую) текстуру, а под микроскопом дает картину гранитного милонита.

Помимо основных пегматитов, в контактовых областях сланцевой свиты были встречены секущие ее жилы кислых микроклинпертитовых пегматитов. Микроклинпертит и кислый плагиоклаз закономерно прорастаются кварцем. Плагиоклаз слабо серицитизирован, пегматитозирован; микроклинпертит свежий. В зернах полевых шпатов имеются включения титаномагнетита, чешуйки хлорита и кальцита.

В расстоянии примерно одного километра ниже описанного контакта, в долине Телеты, выходят хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с зелеными, разбитыми трещинами отдельности амфиболитами. Те и другие падают на юго-восток по азимуту 150° ∠ 50—70° и рассечены серией кварцево-карбонатовых жил. Одна система этих жил совпадает с видимой сланцеватостью свиты, а другая сечет ее почти перпендикулярно и падает на юго-запад по азимуту 230° ∠ 40—50°. Мощность их колеблется от 2 до 6 *см*, и по простиранию они прослеживаются на расстояние до 10 *м*; из рудных минералов в них встречено небольшое количество пирита и халькопирита. Кроме того эти жилы разбиты серией небольших сбросовых подвижек.

У конца троговой части долины Телеты, в правом ее борту, обнажается серия известково-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с серыми филлитизированными песчано-глинистыми сланцами, имеющими почти широтное простирание и крутое падение на юг, колеблющееся от 50 до 90°. При микроскопическом исследовании О. И. Некрасовой известково-хлоритовые сланцы

оказались состоящими из кварца, хлорита, кальцита, титано-магнетита, лейкоксена и серицита, при наличии лепидобластической структуры. В отдельных местах известково-хлоритовые сланцы обогащены турмалином. Филлитизированные песчано-глинистые сланцы также имеют лепидобластическую структуру и также содержат много хлорита и кальцита. В левом борту этой части долины Телеты выходят граниты, представляющие собою небольшое штокообразное тело, окруженное сланцами и имеющее плоскости отдельности, падающие по азимуту: 1) 280 ∠50°, 2) 115 ∠80°, 3) точно на юг ∠80°.

Около контакта со сланцевой свитой граниты сильно раздавлены и перебиты трещинами по всевозможным направлениям. При микроскопическом исследовании они оказались аплитовидными гранитами гипидиоморфнозернистой структуры, сильно катаклазированными с мутным дробленым и волнисто угасающим кварцем, кислым плагиоклазом и микроклинпертитом, также раздробленным и измятым.

У устья Телеты сланцевая свита имеет падение на юг под углом около 40°. Помимо обычных хлоритовых сланцев и амфиболитов здесь, у устья Телеты, в сланцевой свите были обнаружены также мощные толщи кремнисто-слюдистых сланцев и слюдистых кварцитов. Кроме обычных минералов в слюдистых кварцитах был встречен турмалин.

Р. Культюр, являющаяся правой, восточной, составляющей р. Каракол, также берет свое начало из ледников северных склонов водораздела Терскей-алатау.

Прямых данных для суждения о породах, слагающих водораздельные, совершенно непроходимые гряды верховий Культюра, в нашем распоряжении нет. Судя по моренным валунам скорее всего можно предполагать, что эти водораздельные высоты в основном сложены гранитами, среди которых сланцы играют безусловно подчиненную роль. Ниже ледникового языка проходит граница между гранитами и сланцевой свитой; ниже этой границы долина Культюра ровная и чрезвычайно заболоченная (рис. 17). В обоих ее бортах выходит свита содержащих турмалин кремнисто-слюдистых сланцев эвтакситовой текстуры. Среди этих сланцев чередуются кремнистые участки породы, состоящей исключительно из кварца с слюдистыми участками, где преобладающими минералами породы являются биотит и турмалин. Кроме того в породе содержится большое количество эпидота, роговой обманки и сульфидов.

В 2 *км* выше слияния с Уюнтюром эта свита переходит в хлоритово-кварцевые сланцы, слегка вскипающие от кислоты. Микроскопически они состоят из мелких зерен дробленого кварца, тесно переплетенного с зернами хлорита и кальцита и отдельными листочками слюды. Падение свиты здесь на юго-восток по азимуту 160° ∠60°.

Р. Каракол получает свое название у слияния Культюра с Уюнтюром. У устья Культюра среди валунов средне- и равномернозернистых гранитов были найдены отдельные валуны

содержащие ксенолиты сланцевой свиты. Кроме того здесь же среди осыпей были встречены небольшие куски красных шиферообразных глинистых сланцев, почти не метаморфизованных. В коренном залегании найти глинистые сланцы нигде не удалось, и вопрос об их происхождении остался открытым.

Р. Каракол первые два километра своего течения проходит среди сланцевой свиты, в которой встречаются проникающие ее небольшие апофизы гранитов.

Р. Айтюр (левый приток Каракола). Склоны долины р. Айтюр сложены метаморфическими породами, из которых в верховьях реки наибольшее развитие имеют мраморы. Мета-



Рис. 17. Заболоченная часть долины Культюра. Фото П. А. Грюнберга.

морфическая свита находится в магматическом контакте с гранитом, что подтверждается многочисленными апофизами гранитов среди метаморфических пород, а также обильным развитием в гранитах шлировых выделений и совместным нахождением ксенолитов. Мраморы Айтюра содержат в себе значительное количество слюды и местами превращены в офикальциты. Граниты серые, биотитовые, иногда порфировидные, но чаще средне- и неравномернозернистые. Шлировые выделения в минералогическом отношении представляют собою скопления темноцветных минералов гранита: биотита, роговой обманки и рудного минерала.

Таким образом по Айтюру вскрыт почти по простиранию гранитный шток, явно стоящий в связи с более крупным гранитным телом, выходящим в правобережном притоке Джетыогуза (р. Телеты) и уже описанным выше.

Долина Каракола ниже устья Айтюра. Несколько расширенная у устья Айтюра долина Каракола тотчас ниже впаде-

ния последнего суживается, теряет последние черты трога и становится типично эрозионной, что между прочим выражается и в наличии здесь весьма интенсивной стремнины, известной у каракольских жителей под названием «Каракольского водопада». В пределах указанной стремнины в левом борту р. Каракол выходят граниты, которые сменяются метаморфическими сланцами, скоро переходящими в мигматитовые гнейсы. Гнейсы слагают долину р. Каракол на протяжении 3 *км*, начиная от урочища Аяк-саз и ниже по течению. Ниже ур. Аяк-саз, на протяжении 2 *км*, р. Каракол течет среди мигматитовых гнейсов, после чего опять вступает в область развития гранитов. Ущелье в этой части отличается большой глубиной и крутизной своих склонов, заваленных осыпями и заросших лесом, что делает наблюдение весьма затруднительным. Можно только сказать, что на гранитах правого борта трансгрессивно налегают известняки, что и было установлено одним из предпринятых маршрутов.

По наблюдениям О. И. Некрасовой, относящимся к 1937 г., в 2,5 *км* выше устья Зиндан-булака высоко на левом склоне р. Каракола выходит мощная жила (около 30 *м* мощностью) перидотита такого же типа, как и в верховьях Уюнтюра.

Долина Кашка-су (правый приток Каракола). Р. Кашка-су берет свое начало в горах Термитыр. Среди этих гор, являющихся водоразделом между р. Каракол и Ак-су, выделяется пик, имеющий высоту 4162 *м* и отмеченный на двухверстной карте как высота 1954 *м*. Тотчас к северу от этого пика идет ряд циркообразных ниш, заполненных моренным материалом и заваленных снегом.

В правом борту верховий Кашка-су выходят порфировидные микроклиновые, катаклазированные красного цвета граниты. Выходы этих гранитов прослежены здесь на протяжении 3 *км*. Среди этих гранитов проходит полоса метаморфических пород, имеющая ширину около 150 *м*. Они представлены свитой серицитовых сланцев с турмалином и двуслюдистых сланцев, богатых сульфидами. Сланцы перемежаются с пропластками серых мраморов. Вся свита имеет почти широтное простирание, но из-за наличия осыпей выяснить характер их контакта с гранитами не удалось.

В верховьях левого борта Кашка-су выходят серые граниты. В одном месте среди них замечена пустая кварцевая жила, имеющая мощность 2 *м*. Недалеко от контакта с метаморфическими породами граниты сильно катаклазированы и переходят в милониты, а некоторые разности под микроскопом дают картину катаклазированного микроклин-роговообманкового гнейса. Далее на протяжении 200 *м*, так же как и в правом борту, обнажаются биотитовые сланцы с турмалином. Помимо кварца они содержат немного полевого шпата; трещины разломов в породе выполнены кварцем.

Севернее полосы метаморфических сланцев проходит отчетливо видный тектонический контакт между сланцевой сви-

той и расположенными к северу от нее известняками. Известняки перемежаются с песчаниками и мергелями и имеют отчетливое падение под сланцевые свиты.

Севернее контакта как в левом, так в особенности в правом борту долины Кашка-су выходит длинный ряд обнажений, представленных известняками, иногда содержащими фауну, мергелями и песчаниками, дающими возможность, соединяя эти обнажения в одно целое, составить нижеследующий разрез.

1. Мелковалунчатый, трансгрессивно залегающий на гранитах конгломерат, содержащий гальку гранита, эффузивов, кварцитов и песчаников. Верхи конгломерата становятся еще более мелкогалечными и переходят в грубозернистые песчаники. Мощность 40—50 *м*.

2. Серый плотный известняк, содержащий фауну среднего карбона: *Pseudomonotis kumpani* Fed., *Tangshanella* sp., *Choristites* cf. *sophiae* Ilov., *Productus* sp. Мощность 30—40 *м*.

3. Зеленовато-серые глинистые сланцы, песчаники и мергеля 60—70 *м*.

4. Бордовые глинистые песчаники и мергеля. Мощность около 100 *м*.

5. Мощный светлосерый, сильно кремнистый известняк с кремневыми конкрециями; в известняке найдена фауна: *Productus* sp., *Martinia* sp., *Dielasma* cf. *bovidens* Mart., *Dielasma* aff. *moelleri* Tshern. Мощность известняка более 200 *м*.

6. Темносерый плотный, глинистый известняк. Мощность 15 *м*.

7. Красные и серые мергеля и глинистые сланцы. Мощность 5—10 *м*.

8. Буро-коричневый, тонкозернистый, слоистый известковистый песчаник; иногда заметна косая слоистость. Мощность 100—120 *м*.

9. Зеленовато-серый, слегка песчанистый мергель, часто- и тонкослоистый, переходящий в песчано-глинистый сланец. Мощность 60—70 *м*.

10. Бордовые коричнево-красные глинистые и песчано-мергелистые породы. Мощность более 100 *м*.

11. Зеленовато-серые, слегка песчанистые мергеля, ясно- и тонкослоистые, переходящие в песчано-глинистые сланцы. Мощность около 60 *м*.

Более высоких горизонтов по реке Кашка-су не обнажается, но приведенный разрез нельзя считать за полный, так как по сравнению с другими районами Иссык-куля в нем отсутствуют верхние горизонты. Все же приведенный разрез является самым полным разрезом среднего карбона, если не по содержанию довольно бедно рассеянной в нем фауны, то по полноте прослеженных литологических горизонтов. Среднекарбоновый возраст определяется приведенной выше фауной, определенной Г. Н. Фредериксом.

Подраздельная гряда Кашка-су и Каракола сложена красноцветными конгломератами. В морфологическом отношении эта

гряда представляет собою террасу, возвышающуюся над уровнем реки на 80 *м*. Если проследить террасу вверх по реке, то видно, что она сливается с флювиогляциальной террасой, имеющей там высоту 35 *м*.

По небольшому правобережному притоку Кашка-су р. Джеланды выходят бурые песчаники и известняки, окрашенные в светлосерые тона и сильно кремнистые.

Среднекаменноугольные отложения, выходящие по р. Кашка-су, всюду трансгрессивно залегают на гранитах. Трансгрессивный характер контакта отчетливо выражен наличием основных конгломератов, зарегистрированных в ряде пунктов. Только в верхней троговой части долины, где эрозия не глубоко разработала долину реки, эти контакты сравнительно легко доступны. В той же части, где троговый ландшафт переходит в эрозионный, контакты становятся менее доступными и кроме того обнажения среднекарбоновой свиты здесь обычно представлены лишь отдельными обрывками. Сопоставляя между собою отдельные выходы среднего карбона, можно подметить, что преобладающее падение среднекарбоновой свиты происходит на северо-запад по азимуту от 300 до 330° и при углах падения от 30 до 35°.

Следовательно, можно говорить о моноклинальном наклоне на северо-запад среднего карбона, трансгрессивно покрывающего граниты. Только в верховьях Кашка-су, там, где средний карбон тектонически контактуется с метаморфической свитой, имеются падения на юг под углами от 35 до 55°; таким образом в этом тектоническом контакте средний карбон уходит под метаморфическую свиту.

В непосредственной близости указанного, вероятно варисцийского, тектонического контакта на водоразделе р. Кашка-су и Каракола были в 1934 г. прослежены совершенно свежие трещины среди наносных флювиогляциальных отложений. Расположение указанных трещин, пересекающих горизонтали рельефа, не дает возможности трактовать их как оползневые. Близость же их к указанному тектоническому контакту, переходящему и в соседнюю с восточной стороны долину Ак-су, скорее говорит за их сейсмическое происхождение. Весьма вероятно, что они образовались во время землетрясения 1932 г., эпицентр которого прошел по южному берегу Иссык-куля.

У устья Кашка-су проходит контакт палеозоя и красноцветных третичных конгломератов. Третичные конгломераты покрыты мощными наносами покровных галечников, а по склонам р. Каракола к ним впритык прислоняются речные террасы; в силу указанных обстоятельств обнаженность красноцветной толщи в Каракольском ущелье плохая, и подчас только по наличию красных перемытых глин в оврагах приходится догадываться о наличии красноцветных пород под четвертичными наносами.

Скрытые под четвертичными наносами красноцветные отложения слагают пригорки Терскей-алатау как к западу, так и

к востоку от р. Каракола, образуя к востоку от р. Каракола отлично выраженные в рельефе горы Кара-булгык.

Выйдя из полосы красноцветных третичных пород, по которым р. Каракол течет на протяжении 5 *км*, река вступает в область мощного конуса выноса, на котором расположен город Пржевальск. Ниже гор. Пржевальска река течет среди древних Иссык-кульских озерных отложений (по данным предварительной карты четвертичных отложений Иссык-кульского бассейна В. В. Шумова, 104). В расстоянии 3 *км* от своего устья р. Каракол проходит мимо лежащих к западу от нее гор Барбаш, сложенных желтыми и зеленоватыми дислоцированными глинами и мергелями верхов третичных отложений Иссык-кульского бассейна.

Система р. Ак-су

Р. Ак-су в горной своей части состоит из двух ветвей, показанных на двухверстной карте под одним и тем же названием. Западная из этих ветвей известна у местного населения под названием Алтын-арасан, по названию находящихся в ее верховьях термальных источников. Термальные же источники, находящиеся в нижней части восточной ветви, известны под названием Аксуйских. Двумя километрами ниже Аксуйских ключей обе ветви Ак-су соединяются и, выйдя из гор, пересекают поперек широкую долину р. Джергалан. Ниже поселка Ак-су (Теплоключинское по транскрипции 1 : 200 000 карты) р. Ак-су в пределах своего конуса выноса разбирается на ряд арыков и лишь небольшие остатки своих вод отдает реке Джергалану.

Западная ветвь Ак-су (р. Алтын-арасан). Западная ветвь р. Ак-су в своих верховьях разделяется на отдельные ветви, из которых западные Такыр-тюр и Интюр имеют показанные на топографических картах названия, восточная же, наиболее длинная ветвь на картах названия не имеет. Среди киргизов она известна под названием Арча-тор. В последующем изложении эта последняя ветвь будет рассматриваться как главная вершина западного Ак-су.

Западная ветвь Ак-су (ветвь не имеющая специального названия на топографических картах) берет начало у водораздела Терскей-Алатау, достигающих здесь высоты от 4473 до 4750 *м*. В вершине реки находится небольшой современный ледник, длина которого на двухверстной карте 1911 г. исчислется 5 *км*, что не совсем согласуется с видом его в 1934 г.; возможно, что такое несоответствие связано с его отступанием. Долина представляет типичный трог, глубину которого на-глаз можно принять в 400 *м*. В главную троговую долину впадает ряд боковых долинок, также имеющих в своих вершинах ледники и являющихся висячими по отношению к главной. Дно висячих долинок превышает главную на 150 *м*.

Дно троговой долины выполнено моренным материалом, а борта ее покрыты мощными осыпями; судить о составе корен-

ных пород приходится по осыпям, среди которых наряду с катаклазированным микроклин-пертитовым гранитом в изобилии встречаются слюдяные, турмалиновые и пятнистые сланцы.

На протяжении более 8 *км* ниже ледникового языка Ак-су течет в долине, левый борт которой сложен породами метаморфической свиты, и только по обилию гранитных обломков в правом ее борту следует думать, что граниты играют значительную роль у водораздела.

Р. Интюр (левобережный приток западной ветви Ак-су). Р. Интюр берет свое начало из двух ледников, примыкающих к водораздельной линии Терской-алатау. Водораздельный гребень между этими ледниками сложен гранитами; ниже ледникового языка в моренах троговой долины встречаются породы метаморфической свиты, и лишь изредка попадается гранит. В левом борту Интюра выходят зеленые хлоритовые сланцы, разбитые трещинами отдельности, падающими: 1) на юго-запад 235° ∠ 80° и 2) на юго-восток 110° ∠75°. Около своего устья Интюр вскрывает в левом борту хлоритовые сланцы, перемежающиеся с филлитами; здесь удается подметить широтное простирание свиты.

Впадающая с западной стороны в Интюр река имеет в своей вершине широкую совершенно ровную долину, являющуюся подвешенной по отношению к Интюру и превышающую последнюю на 300 *м*. На карте эта долина показана под названием Такыр-тюр. Ровное плато урочища Такыр-тюр окружено крутыми циркообразными стенками, примерно на $^3/_4$ своей высоты состоящими из пород метаморфической свиты, обильно интрудированной гранитами, обнажающимися лишь близ водоразделов. Граниты обогащены темноцветными компонентами и переходят в диориты и монцониты.

По ровной поверхности урочища Такыр-тюр протекает небольшая река, пропилившая каньон, глубиной около 15 *м*, при ширине своей верхней части до 20 *м*; у конца троговой долины эта река образует водопад.

По словам киргизов-охотников и по литературным данным Н. Г. Кассина (37), Н. Г. Концевича (44) и Н. М. Прокопенко (73), близ водопада имеются горячие источники, один из них связан с вертикальной трещиной, простирающейся на северо-восток по азимуту 75°.

Немного севернее ледникового языка проходит контакт гранитов и кварцевых микропегматитовых диоритов с метаморфической свитой. Линию контакта из-за осыпей проследить нельзя; в ближайших же с гранитом обнажениях сланцевая свита представлена красным глинистым сильно оруденелым сланцем. Под микроскопом в глинистой массе пропитанной гидратом окиси железа породы видны мелкие зерна титаномагнетита. Простирание сланцев широтное.

Севернее в левом борту Такыр-тюра снова у водораздела появляются граниты; здесь сланцевая свита представлена тонкозернистыми аркозовыми песчаниками с эпидотизированным

кварцево-хлоритовым цементом и слюдяными сланцами, обогащенными турмалином и титаномагнетитом. Среди них намечаются две главные плоскости отдельностей, одна из которых падает на восток по азимуту 100°, а другая вертикальная и имеет простирание на восток по азимуту 70°.

Почти против устья Интюра в правом борту Ак-су, выше мощных осыпей, среди метаморфической свиты, выходит небольшой шток микроклин-пертитового гранита. Среди гранита замерена кварцевая жила, мощностью около 150 *м*, секущая гранитное тело в широтном направлении. На протяжении 50 *м* мощность жилы остается постоянной; вероятно, она по простиранию прослеживается и далее, так как уходит под наносы, нисколько не теряя своей мощности. Жильный кварц местами ожелезнен и в нем видны следы выщелачивания пирита. Кварцевая жила находится в непосредственной близости от метаморфических пород, окружающих граниты. Система маломощных кварцевых жил сечет как указанное тело гранита, так и окружающие его сланцы.

Контакт безусловно носит магматический характер, о чем свидетельствует наличие многочисленных гранитных апофиз и метаморфической свиты, а также упомянутые многочисленные кварцевые жилы. Метаморфические же породы здесь представлены кварцево-слюдяными сланцами и амфиболитами, в контакте с которыми гранит содержит значительное количество шлиров и сильно обогащен цветными компонентами. В этом же контакте наблюдалась маломощная жила флюорита. Выход гранитного штока имеет 0,75 *км* длины и около 0,5 *км* ширины.

В 300 *м* от юго-восточной границы штока среди метаморфических пород проходит ряд широтных жил. Метаморфические породы в непосредственном контакте с жилами представлены гранитовыми кристаллическими сланцами, состоящими из кварца, зерен полевых шпатов, серицита, мусковита, хлорита, титаномагнетита и граната.

Главная жила из-за осыпей трудно прослеживается: можно только утверждать, что мощность ее не менее 10 *м* и что она уходит на восток. Состоит она из карбонатизированной породы, под микроскопом оказавшейся катаклазитом гранита. В этой жиле заметно большое количество вкрапленников гематита и бурого железняка.

В соседнем небольшом логу (к западу от главной жилы) также наблюдалось значительное количество гематитово-сидеритовых жил весьма различной мощности, колеблющейся от 5 до 70 *см*; эти жилы удалось проследить по простиранию на протяжении 10—15 *м*. Общее их число указать трудно, но оно во всяком случае не менее 14. Главным рудным минералом в них является сидерит, гематит же в них встречается в виде тонких линзочек. Гематит хорошо окристаллизован и имеет вид железных роз. Сидерит с поверхности выветрелый и переходит в железисто-охристую массу, состоящую в значительной своей части из лимонита. Тонкие прожилки гематита были най-

дены также и по плоскостям сланцеватости метаморфических пород.

Кроме жилообразных залеганий гранитного катаклазита и сидеритово-гематитовых жил здесь были замечены маломощные (в 10—12 *см*) и быстро выклинивающиеся жилы кварца; никаких рудных минералов в них обнаружить не удалось.

В осыпи около описанных жил были найдены куски пород, содержащих линзочки и вкрапленники свинцового блеска. В осыпи же был найден кусок церуссита. Коренных выходов свинцовых руд найти не удалось.

В непосредственной близости от описанных жил и к югу от них метаморфическая свита представлена слюдяными сланцами, обогащенными турмалином.

Описанный шток с его многочисленными жилами расположен против устья Интюра. Ниже устья Интюра на протяжении 5 *км* р. Ак-су течет среди метаморфической свиты, сложенной разнообразными, преимущественно слюдяно-кварцевыми и слюдяно-роговообманковыми, иногда хлоритовыми, сланцами; местами эти сланцы переходят в филлиты.

Контакт между метаморфической свитой и выходящими к северу от нее гранитами проходит по левому притоку Ак-су р. Кульдеке и, будучи скрыт наносами, для непосредственного наблюдения остается недоступным. Встречающиеся на всем протяжении Кульдеке обломки заставляют склоняться в пользу магматического характера контакта гранитов с метаморфическими сланцами.

Долина Ак-су сохраняет свой троговой характер на протяжении 4½ *км* ниже впадения Кульдеке и особенно расширяется в расстоянии 1 *км* от устья последней. Здесь троговая долина достигает 400 *м* ширины и в ней отчетливо наблюдаются на правом берегу реки три флювиогляциальные террасы, из которых верхняя превышает пойму реки на 20 *м*. Из аллювия, слагающего нижнюю террасу, расположенную на высоте 10 *м* по отношению к пойме, вытекают термальные источники, известные под названием золотых ключей — «Алтын-арасан».

Коренными породами, слагающими борта широкой троговой долины Ак-су в районе ключей Алтын-арасан, являются порфировидные розовые, биотитовые граниты. В правом борту долины среди коренных выходов удалось установить круто падающую на юго-восток зону дробления в гранитах; кроме того здесь встречаются темные порфиритовые жилы. Н. М. Прокопенко указывает также на коренном склоне наличие сильной, но пространственно ограниченной (до 10 *м* шириной) полосы пропилитизации гранитов, пересекающей поперек ущелье. Он считает вероятным, что выходы термальных вод Алтын-арасана стоят в связи с перемещениями вдоль трещин отдельностей гранитов, ориентированных в юго-восточном направлении по азимутам 157—165°. Это, по его мнению, соответствует линейному расположению грифонов (73).

В одном километре ниже ключей Алтын-арасан правобереж-

ная часть долины Ак-су перегорожена широтно-простирающимися доломитизированными мраморами и кварцитами. Стоят они на головах. В восточном направлении в склоне долины удалось установить непосредственную связь окварцованности указанных пород с гранитными интрузиями, ибо была найдена кварцевая жила в виде апофиза, отходящего от гранита и секущая эти образования. Весьма интересен тот факт, что на левом берегу Ак-су, не взирая на тщательные поиски, обнаружить окварцованные породы не удалось, хотя вся обстановка говорила за то, что они там должны были бы быть прослежены по простиранию.

Из двух возможных объяснений этого явления нам кажется более вероятным исчезновение указанных пород на левом берегу Ак-су в результате тектонической передвижки, поскольку это явление наблюдается в непосредственной близости термальных ключей, выходящих в Тянь-шане всегда в зонах разломов.

Возможность же принять это исчезновение за результат естественного «выклинивания» интрудированного гранитом «корня» метаморфической свиты, нам кажется более натянутой в силу того, что при таком объяснении остается неясным столь быстрое сокращение мощности свиты в западном ее конце, резко и совершенно сходящее на-нет на левом берегу Ак-су.

Высказанное соображение, ставящее исчезновение окварцованных пород на левом берегу Ак-су в связь с тектоническими передвижками, находит подтверждение также и в новых данных, опубликованных Н. Г. Концевичем. Указанный автор обнаружил выходы новых термальных источников, названных им Алтын-арасан-северный, как раз в месте пересечения долины Ак-су окварцованными и доломитизированными мраморами. Описанные им источники расположены на одной линии, имеющей азимут 309°, по каковой они и прослеживаются на протяжении 250 *м*. Гранитные утесы левого берега представлены красными порфировидными роговообманковыми гранитами и возвышаются над рекой на 100 *м*. Местами гранит обогащается хлоритизированной роговой обманкой и принимает зеленовато-красную окраску. Н. Г. Концевич пишет: «в обнажении гранитов, против источников, нами замерены три вертикальных трещины, расположенных параллельно на расстоянии 30 *м* друг от друга. Простирание их северо-западное 305°. Они секут обнажение сверху до низу. На правом берегу у самого русла реки можно видеть коренные обнажения тех же гранитов. Выше их прикрывают светлосерые известково-силикатные роговики. Контакт их с гранитами прикрыт наносами.» (44).

Из приведенной цитаты отчетливо видно, что прослеженный Концевичем магматический контакт, выраженный зоной ороговикования на правом берегу Ак-су у самого русла реки, совершенно не сказывается на гранитных утесах ее левого берега. К сожалению автор лишь упоминает о трех параллельных вертикальных трещинах, ориентированных на северо-запад по азимуту 305°, не затрагивая вопроса об их генезисе, но нарисованная им картина до чрезвычайности близка к тем соотношениям, которые имеют

место у минеральных источников Ак-су, и где в тектоническом характере таких соотношений трудно сомневаться. В силу указанных соображений приведенные Н. Г. Концевичем вертикальные трещины мы более всего склонны считать за тектонические, оборвавшие западную оконечность окварцованных пород, развитых на восточном берегу Ак-су.

В области описанных окварцованных пород и термальных источников Алтын-арасан-северный долина реки Ак-су из троговой переходит в узкую эрозионную и на протяжении 9 *км* сложена исключительно розовыми порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, содержащими в себе крупные порфировидные выделения ортоклаза и достигающими 10 и более сантиметров в длину.

В поперечном разрезе узкого эрозионного ущелья ясно виден уступ, покрытый флювиогляциальными наносами, на котором расположена вьючная тропа. На местном языке русских такие уступы называются заплечиками; морфологически же их можно рассматривать как остатки прорезанного эрозией дна древней троговой долины.

В 8 *км* ниже ключей Алтын-арасан вьючная тропа сворачивает на водораздел, расположенный между двумя ветвями Ак-су. При начале подъема со стороны Алтын-арасан на указанный перевал среди гранитов видна полоса сильно раздробленных гранитов, ниже которой находятся также раздробленные сланцы; указанные раздробленные породы падают на северо-восток по азимуту 60° ∠ около 60°.

Перевал из Алтын-арасана в Ак-су расположен в мульдообразном углублении среди гранитов и завален хорошо окатанными гранитными валунами.

Р. Джеланды (левобережный приток западной ветви Ак-су, р. Алтын-арасан). В расстоянии 0,75 *км* выше устья Джеланды среди розовых и порфировидных гранитов верховий ее правого борта замерены нижеследующие главные плоскости отдельностей: 1) падающая по азимуту 80° ∠ около 80° и 2) падающая по азимуту 170° ∠ 55°. Здесь же проходит контакт между гранитом и известняками, падающими по азимуту 330° ∠ 70°. Известняки, однако, скоро изменяют свое падение на юго-восточное по азимуту 150°, сохраняя угол падения в 70°.

Общая мощность известняков может быть принята в 100 с небольшим метров. В северной их стороне удалось найти плохой сохранности остатки хористидов. В южной же части известняковых выходов замечается их окремнение.

В левом борту Джеланды выходят бурые песчаники, падающие по азимуту 310° ∠ 35°.

Восточная, главная ветвь р. Ак-су. В своих верховьях Ак-су имеет значительных размеров ледник. В моренных отложениях чаще всего встречаются серые, богатые слюдой граниты. В меньшем количестве попадаются диориты и породы сланцевой свиты.

Долина реки типично троговая и в южной своей части с обеих сторон принимает ряд каровых цирков, расположенных

в подвешенных долинах. Из каровых долин в главную всюду каскадами ниспадают осыпи, изобилующие валунами богатых шлирами гранитов.

Слагающие борта долины граниты имеют серую окраску и обильно насыщены темными, мелкозернистыми шлирами. Шлировые выделения пронизаны жилками такого же серого биотит-роговообманкового гранита, что слагает и борта долин.

У перевала из Ак-су в Б. Джергес видны гнейсовидные породы. Их главная отдельность совпадает с видимой гнейсовидной сланцеватостью и имеет простирание по азимуту 250°. К югу от перевала выходят серые биотитовые, грубозернистые микроклиновые граниты. Тотчас же к западу от перевала вьючная тропа попадает в долину правого притока Ак-су, не имеющего на двухверстной карте названия и известного у киргизов под названием Кашка-су. В своих верховьях Кашка-су имеет ледниковый цирк, а перемытые и вынесенные из него отложения покрывают троговую площадку, показанную на двухверстной карте под названием урочища Анайтыр.

Ниже устья Кашка-су коренные породы р. Ак-су представлены весьма монотонными гранитами, которые кое-где заметно обогащаются кварцем. Среди гранитов замерялись главные плоскости отдельностей: 1) падающая 135° ∠ 75° и 2) менее отчетливая, падающая 240° ∠ 65°. Эта часть долины Ак-су имеет северо-западное направление, по которому река и течет на протяжении 12 *км*, после чего изменяет направление своего течения на западное.

Около поворота в правом борту р. Ак-су наблюдалось на протяжении 50 *м* большое шлирообразное тело габбровых пород, переходящих в свою очередь в диоритовую породу, прослеженную по длине на 20 *м*. Помимо этого главного «шлира», подстилающие его граниты содержат в себе небольшие глыбы (от 0,5 до 2 *м*) габбровых пород. В южной части большого габбрового тела наблюдается ряд жил гранитаплита, мощностью до 30 *см*, падающих на юго-восток 130° ∠ 70°. Около этих жил породы изменяются и приобретают пятнистый вид. В северной части габбровые породы пронизаны жилой аплита, мощностью около 12 *см* и имеющую падение на север ∠ 45°. Описанные основные разности находятся в правом борту Ак-су около тропинки, ведущей к показанной на двухверстной карте высоте 1602,6. Указанная отметка соответствует перевалу из долины Ак-су в низовья р. Б. Джергес. Сама перевальная точка сложена порфировидными гранитами, но в 1 *км* к северу от нее видны интрудированные гранитами породы сланцевой метаморфической свиты.

Ниже указанной перевальной тропинки в расстоянии 8 *км* от нее расположены Ак-суйские термальные источники. Выходящие около них в правом и левом борту долины граниты не обнаруживают однородности, что выражается сменой кирпично-красных биотитовых разностей розовато-серыми биотит-роговообманковыми разностями.

Д. П. Прочухан на детальной карте наметил границу этих разностей гранита и получил весьма интересные результаты, а именно: «красный гранит, который согласно мнению предыдущих исследователей окаймляет батолит Терскея узкой полосой, в районе источников образует несколько апофизов, внедряющихся в тело серого гранита. Простирание этих апофизов ориентировано на север — северо-запад и направлено перпендикулярно к общему простиранию краевой зоны красных гранитов» (75).

Им же детально прослежены и нанесены на карту трещины в гранитах, простирание которых оказалось параллельным простиранию апофизов. Таким образом апофизы красного гранита, так же как и трещины в нем, с которыми П. А. Грюше и Д. П. Прочухан связывают выходы Аксуйских термальных источников, имеют простирание с юго-юго-востока на северо-северо-запад и направлены перпендикулярно к термальной линии, намеченной еще К. И. Богдановичем (12), по которой расположены горячие источники Иссык-кульской долины.

В конце 1931 г. на Аксуйских термальных ключах инженером Д. П. Прочуханом была проведена буровая скважина, заданная на ориентировочную глубину в 60 *м* и имеющая своей задачей на указанной глубине пересечь главную жилку термальной воды; предположение, что она там должна проходить, основывалось на указанной связи термальных вод с тектоническими трещинами; на 52 *м* скважина действительно дала самоизливающийся фонтан горячей воды, регулярно бившей без видимых изменений в дебите и температуре и в 1934 г. (дальнейших сведений о ее дебите автор не имеет).

Однако полученные в результате бурения геологические данные могут иметь два толкования: 1) скважина прошла по толще речных отложений, чередующихся с обвальными глыбами гранита, заполняющими каньон Ак-су, и 2) скважина пересекла тектоническую трещину, частично заполненную рыхлым материалом и зигзагообразно уходящую вглубь гранитного массива.

Д. П. Прочухан склоняется ко второму объяснению, что изображает на рисунке, который мы у него и заимствовали (рис. 18) (75).

В расстоянии около 1 *км* ниже термальных источников граниты соприкасаются с известняками, падающими на северо-запад 330° ∠ около 60°. И. В. Мушкетов указывает, что в известняке содержится много окаменелостей, в том числе и *Spirifer mosquensis* (59, том II), но у последующих исследователей подобных указаний нет. В частности партия П. А. Грюше в этом именно месте окаменелостей совершенно не встретила. С. С. Шульц указывает на наличие здесь среднекаменноугольной микрофауны: *Bradyina* sp. и *Orobias* sp. (101). Ничего не упоминает про находки фауны также и Д. П. Прочухан. Таким образом указание И. В. Мушкетова на находки макрофауны остается пока единственным.

В контакте гранитов с известняками нельзя установить четко выраженных проявлений магматического или трансгрессивного

порядка. Правда, И. В. Мушкетов указывал на наличие в нижней части известняков конкреций красного роговика, не делая однако из этого каких-либо заключений о характере контакта (59, т. II). Н. М. Прокопенко, подтверждая наблюдение И. В. Мушкетова и ссылаясь на спорадичность распространения роговиков при наличии совершенно не измененных песчаников, непосредственно налегающих на граниты, не считает возможным приписать роговикам контактовое происхождение и склонен объяснять их появление диагенезом. Он же определенно указывает, что известняки налегают на гранитный массив трансгрессивно, в силу чего и возраст гранитов, по его мнению, — «несомненно доварисцийский (каледонский)?» (73).

Считая в основе соотношение среднекаменноугольных пород с гранитами по северному склону Терской-алатау, в том числе и по Ак-су, за трансгрессивное, П. А. Грюше в данном месте признает наличие тектонического контакта. Линия тектонического контакта между карбоном и гранитами проходит в северо-восточном направлении и сечет карбоновые отложения на разных их горизонтах. Карбоновые отложения, разрез которых полнее всего представлен по правобережному притоку р. Каракол, Кашка-су, и описан нами выше, в нижней своей части состоят из песчаников, в середине — из известняков и в верхах снова содержат песчанистые породы. Следовательно, в обоих истоках Ак-су имеет место падение в контакте с гранитами низкой песчанистой части разреза. При прослеживании линии контакта на восток видно, что сначала и известняки совершенно выпадают из зоны контакта и линия значительно выше на водораздельной точке поворачивает снова, падая на юго-восток под углом около 40°. Над известняками здесь лежат метаморфические сланцы, интрудированные диоритом, и наконец еще выше по склону выходят красные порфировидные граниты. Таким образом на водоразделе к востоку от Ак-су известняки карбона уходят под интрудированную гранитами метаморфическую толщу, и юго-восточное направление их падения объясняется надвинутостью пластов по линии тектонического контакта.

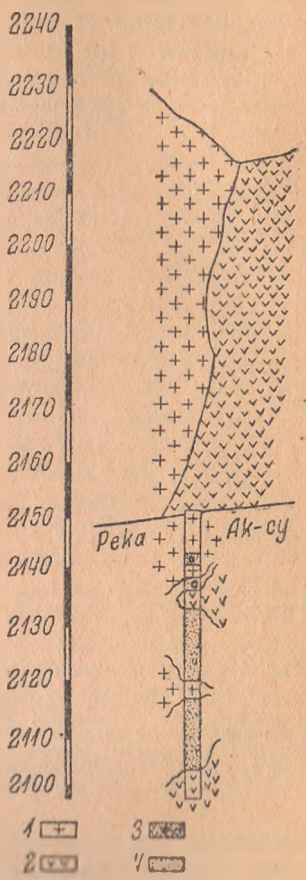


Рис. 18. Схематический разрез Аксуйской скважины по Д. П. Прочухану.

1 — красный гранит; *2* — серый гранит; *3* — песок и галька; *4* — кварцевый песок.

К западу от этого контакта весь склон к долине Ак-су сложен фиолетово-коричневыми песчаниками, характерными для верхов среднекарбоновой свиты, падающими на северо-запад под углом около 55°. Таким образом, выпавшие в результате тектонического контакта на правобережном склоне р. Ак-су известняки снова появляются у водораздела, но имеют опрокинутое залегание. В своем опрокинутом залегании известняки прослеживаются по простиранию не более, чем на ½ *км*, после чего с восточной стороны резко обрываются линией тектонического контакта, расположенной перпендикулярно их простиранию, и упираются в сланцевую свиту. Описанные соотношения изображены на рис. 19.

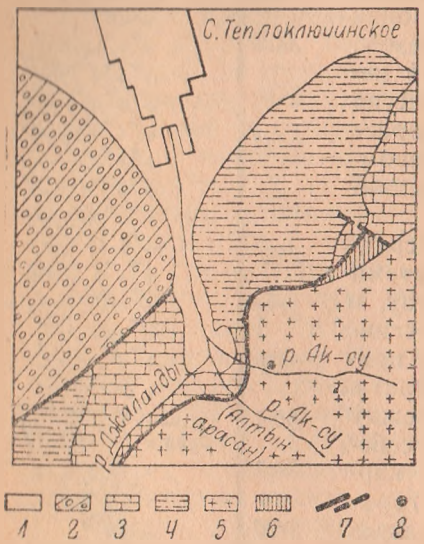


Рис. 19. Линия надвига и поперечного разрыва на Ак-су.

1 — четвертичные отложения; *2* — третичные красноцветы; *3* — среднекаменноугольный известняк; *4* — среднекаменноугольный песчаник; *5* — гранит; *6* — метаморфические сланцы; *7* — линии разрывов; *8* — курорт Ак-су.

С. С. Шульц также, считая контакт известняков и катаклазированных гранитов за тектонический, связывает его с целым рядом подвижек и пишет, что «последние из происходивших в этом месте тектонических подвижек имеют весьма недавний возраст, повидимому предшествующий или соответствующий времени выработки второй террасы Ак-су и накоплению ее верхнего конуса выноса» (101).

Тотчас ниже тектонического контакта известняков с гранитами обе ветви Ак-су сливаются воедино. В западной части единой долины Ак-су выходят скрытые покровными галечниками красноцветные третичные отложения гор Кара-булты, в то время как к востоку от Ак-су полностью отсутствуют выходы третичных отложений. Такие соотношения вряд ли могут быть объяснены одним лишь размывом и находят лучшее объяснение в наличии тектонических перемещений.

В пределах конуса выноса р. Ак-су течет на протяжении 10 *км*, после чего вступает в область развития древних Иссык-кульских озерных отложений, среди которых протекает на протяжении 3 *км*, после чего впадает в реку Джаргалан.

Долина р. Большой Джергес

Верховья Б. Джергеса сложены хлоритовыми сланцами, стоящими на головах и имеющими простирание по азимуту 300°; повидимому, водораздел Терской здесь сложен также сланцами. Северный контакт хлоритовых сланцев имеет тектонический ха-

рактер, поскольку сланцы по простиранию упираются в брекчированный катаклазит гранита. Линия контакта простирается по азимуту 95°. К северу от указанного тектонического контакта выходят крупнозернистые биотитовые граниты, среди которых развиты аплитовые и кварцевые жилы и местами встречаются ксенолиты сланцев. Эти соотношения говорят в пользу того, что первичный контакт гранитов и сланцев магматический и что указанные тектонические соотношения являются позднейшими.

В верховьях Большого Джергеса видны два главных ледниковых цирка, обильно заваленных моренным материалом. В восточном цирке резко выделяется ригель, состоящий из порфировидного гранита, рассеченный «жилой» гранитного катаклаза, имеющей строго меридиональное простирание при мощности в 0,5 *м*. Вмещающие указанную жилу граниты к западу от нее также катаклазированы. В восточной части того же ледникового цирка в виде бараньих лбов выходят также порфировидные граниты.

Тремя километрами ниже ледниковых цирков долину Джергеса пересекает вьючная тропа, идущая из верховий Бозщука в Ак-су. Тропа эта проходит также в значительном по размеру ледниковом цирке, стенки которого сложены гранитами и секущими их жилами диоритовых порфиритов. Ближе к южной части ледникового цирка расположены два небольших моренных озера; в северной части цирка видны две подвешенные долинки, увенчанные карами. Самый перевал в Ак-су сложен гранитами.

Выше вьючной тропы, пересекающей долину Джергеса, последняя всюду имеет троговую форму, но тотчас ниже указанной тропы форма долины резко изменяется и на протяжении 1½ *км* принимает узкую эрозионную форму, после чего снова становится широкой троговой. Этот нижний трог совпадает с верхней границей арчевого леса. При начале этого нижнего трога с левой стороны в него открываются две показанные на двухверстной карте подвешенные долины. Весь левый берег трога между указанными подвешенными долинами сложен порфировидными гранитами.

У северного окончания эрозионной части долины верховий Джергеса, в правом борту выходят чрезвычайно плотные диориты, выступающие у самой реки крутым обрывом. По свалившимся кускам видно, что порфировидные граниты покрывают собой диориты, но трудно сказать, являются ли последние огромным ксенолитом.

В расстоянии 3 *км* ниже по течению Джергеса в правом его борту обычные порфировидные граниты сменяются мелкозернистыми разностями, обнаруживающими гнейсовидную текстуру и изобилующими шлирами и ксенолитами. Иногда гнейсовидность переходит в полосчатость и порода приобретает характер мигматита.

В расстоянии 1½—2 *км* ниже по долине Б. Джергеса и на высоте около 200 *м* над вьючной тропой в правом борту долины выходит ряд мощных дайкообразных тел, состоящих из диопси-

тых роговиков, стоящих на головах и простирающихся на северо-восток по азимуту 75°. В непосредственном контакте с роговиком гранит несколько катаклазирован, но сохраняет свой обычный порфировидный вид; в 30 *м* от контакта гранит переходит в мелкозернистые серые разности. Роговики удалось проследить по простиранию приблизительно на 300 *м*.

В одном километре ниже по течению Б. Джергес в правом его борту выходят мигматиты, имеющие широтное простирание и полосчатость, падающую на юг под углом 70°. Мигматиты представлены амфиболовым гнейсом и роговообманковыми кристаллическими сланцами, падающими на северо-восток 70° ∠ 75°. Ниже сланцев залегает роговообманково-биотитовый кварцевый диорит. Здесь отчетливо видна связь мигматизации сланцевых пород с интрузией гранитов.

В 20 *м* к северу от указанных мигматитов появляются кварцево-аплитовые жилы, имеющие мощность не менее 10 *м* и простирающиеся на северо-восток по азимуту 70°. В них заметны зеркала скольжения, падающие на юго-восток 160° ∠ 75°.

Ниже описанных жил на протяжении 4 *км* склоны правого борта Джергеса состоят из порфировидных гранитов, выше которых на водоразделе с Малым Джергесом выходят песчаники, повидимому налегающие на гранит трансгрессивно и падающие на северо-запад по азимуту 295° под углом 40°. Ниже по течению р. Б. Джергес протекает среди широкой долины, образующей конус выноса, из-под которого кое-где в виде отдельных небольших выскалений выступают холмы, сложенные песчаниками среднекарбонового вида. Пройдя область песчаников, Б. Джергес пересекает аллювиальные и древнеозерные отложения и впадает в Джаргалан.

Долина р. Ичке-джергес

Р. Ичке-джергес (Малый Джергес) расположена между системами Б. Джергеса на западе и Бозщук на востоке и вытекает из наносных образований большого ледникового цирка, расположенного на высоте 3645 *м*. Дно ледникового цирка завалено моренным материалом исключительно гранитного состава; из гранитов также сложены коренные берега цирка.

В восточной стенке указанного цирка, как раз на перевале из верховий Ичке-джергеса в Бозщук, микроклинпертитовые граниты рассечены рядом жил и катаклазированы.

Южнее перевала (уже в долине Бозщука) выходят известняки, а севернее перевала граниты покрыты аркозовыми песчаниками с известковым цементом. Песчаники падают по азимуту 250—260° ∠ 40°.

Таким образом в верховьях Ичке-джергеса с одной стороны намечается трансгрессивное налегание осадочных свит на граниты, с другой же стороны катаклазированность последних и обилие жил говорят за значительные тектонические передвижки.

Вскоре после выхода реки из ледникового цирка она пересекает известняки, падающие на северо-запад под углом около 40°.

Известняки выходят отдельными скалами, в силу чего трудно составить понятие об их мощности; в отдельных выходах она колеблется от 5 до 20 *м*. Каких-либо обломочных образований между известняками и гранитами не наблюдается.

Полоса известняков рассекается р. Ичке-джергесом на протяжении 1,5 *км*, после чего они сменяются песчаниками, причем последние залегают на известняках с видимым согласием. Падение свиты по азимуту 290—295° под углом около 30°.

При выходе в область развития песчаников долина р. Ичке-джергеса сильно расширяется и в левом ее борту, на водоразделе с Большим Джергесом, наблюдались конгломераты, налегающие на граниты. Конгломераты протягиваются грядой по водоразделу и величина их галек, достигающая у подошвы свиты 4 *см*, по направлению к ее кровле уменьшается, и конгломераты переходят в песчаники. Азимут падения песчано-конгломератовой свиты 270° и угол падения 45°. Таким образом здесь имеют место трансгрессивные соотношения между гранитами и осадочными породами, но остается неясным вопрос, соответствует ли эта песчано-конгломератовая толща тем песчаникам, которые выше по долине покрывали известняки.

В восточной части широкой долины Ичке-джергес в одном из больших логов выходит показанный на двухверстной карте ключ Тас-булак. В левом борту ключа Тас-булак обнажаются известняки, имеющие мощность несколько десятков метров и падающие на северо-запад 285° ∠ 20—25°. Западнее их покрывают песчаники, также падающие на северо-запад по азимуту 295°, но повидимому под несколько бо́льшим углом падения, доходящим здесь до 35°. Так как непосредственного контакта между известняками и песчаниками из-за осыпей наблюдать не пришлось, то утверждать о наличии между ними углового несогласия нельзя.[1]

По выходе из области развития коренных пород р. Ичке-джергес вступает в область четвертичных отложений, где воды ее разбираются арыками, вследствие чего она и не доходит до Джаргалана.

Система р. Бозщук

Р. Бозщук берет начало в ледниковом цирке, разделенном гранитной грядой на две неравные части: бо́льшую — юго-западную, имеющую небольшой снежник, и меньшую — северо-восточную. Как стенки ледникового цирка, так и делящий его барьер состоят из мелкозернистых, микроклиновых, катаклазированных гранитов, рассеченных кварцевыми жилами.

На протяжении первых 2,5 *км* своих верховий долина Бозщука имеет широтное направление, после чего течение реки становится почти меридиональным. При этом резко изменяется и

[1] Интересные данные о вскрытой разведочными работами 1938 г. к северу от палеозоя юре, любезно сообщенные нам инженером Е. А. Репман, приведены в главе полезных ископаемых.

состав пород. Тотчас за поворотом серые граниты сменяются сперва зелеными, которые в свою очередь через 100 *м* переходят в красные. И те и другие породы, вне зависимости от их окраски, оказались катаклазом микроклин-пертитового гранита.

Пестроцветные окраски гранитных катаклазитов (особенно зеленая) дают возможность провизировать простирание полосы дробления и констатировать приуроченность ее к северо-восточному азимуту 35—40°.

Среди катаклазированной зоны, рассекая ее почти вкрест простирания, р. Бозщук течет на протяжении около 1 *км*, после чего вступает в область развития порфировидных микроклиновых гранитов, отличающихся от обычных своим белым кварцем.

Выйдя из полосы катаклаза, долина Бозщука меняет направление своего течения на северо-восточное, которое и выдерживает на протяжении 2 *км*, после чего река снова чрезвычайно резко поворачивает на северо-запад, по каковому направлению и течет 1,25 *км* до перевальной тропы, спукающейся с перевала Ашу-Бозщук. На всем этом протяжении граниты, слагающие борта долины, сохраняют однообразие своего состава и строения. Около упомянутого резкого поворота, в левом борту долины, среди гранитов замечена кварцевая жила мощностью в 1,5 *м*, имеющая отчетливое простирание по азимуту 330°; жила чрезвычайно круто падает на северо-восток, возможно она стоит на голове. Весьма близкими к простиранию указанной жилы являются преобладающие здесь трещины отдельности в гранитах, падающие на северо-восток по азимуту 45° ∠ 50°.

Против пересечения перевальной тропой, идущей с перевала Ашу-Бозщук, долины Бозщука в левом ее борту виден контакт нормальных порфировидных микроклин-пертитовых гранитов с мраморами. Мраморы слоистые и по простиранию прослеживаются не более, чем на 100 *м*, образуя, однако, на этом небольшом расстоянии выпуклую на юго-восток дугу. В западной части этой дуги мраморы имеют почти широтное простирание и падают на юг под углом 75°, в восточной же части указанной дуги они простираются на северо-восток. В западной части дуга мраморов рассечена вкрест простирания дайкой катаклазита микроклин-пертитового гранита.

Несколько западнее от указанного контакта среди гранитов проходит полоса милонита.

В расстоянии 1,5—2 *км* к северу от описанных тектонических линий выходят актинолитовые сланцы, перемежающиеся с твердой породой, принятой в поле за кварцит, но при микроскопическом исследовании оказавшейся столь карбонатизированной и катаклазированной, что дать ей петрографическое название оказалось невозможным; в силу последнего обстоятельства мы ее не отделяем от свиты актинолитовых сланцев. Вся эта свита падает по азимуту 125° под углом 65° и покрывается сильно дробленными известняками, также отчетливо падающими на юго-восток, как бы уходя под наползающие на них с юго-востока твердые,

рассланцованные с поверхности, немного гнейсовидные и сильно эпидотизированные гранитные катаклазиты.

Севернее этой второй, резко бросающейся в глаза, зоны разломов Бозщук течет почти в меридиональном направлении, среди узкой эрозионной долины, борта которой сложены однообразными порфировидными гранитами, и лишь на протяжении последних 4 *км* своего течения среди гранитов долина Бозщука последний раз изменяет направление на северо-западное.

Перед выходом из области гранитов долина Бозщука сильно расширяется и в этой ее расширенной части находятся термальные источники, описанные Н. Г. Концевичем (44).

Левый борт долины Бозщук около термальных источников сложен темнокрасным биотит-роговообманковым гранитом.

Выше этих гранитов на водоразделе с Ичке-джергесом выходят известняки, падающие на юго-запад под углом около 40°. Между этими известняками и гранитом выходят песчаники очень небольшой мощности. Возраст песчаников и перемежающихся с ними известняков в северной окраине Терской-алатау определяется как среднекаменноугольный. Рассматривая полное или частичное отсутствие подстилающих известняки песчаников с точки зрения стратиграфической колонки среднего карбона, мы вполне можем факт их выпадения трактовать как результаты тектонических контактов.

В восточном борту долины Бозщука выходы гранита с северной стороны также заканчиваются появлением известняков. Контакт закрыт травой и известняки выходят в расстоянии 15—20 *м* к северу от гранита; они представлены слоистыми разностями, частично оолитовыми, имеющими видимую мощность 6—7 *м*. Известняки стоят на головах и имеют простирание на северо-восток по азимуту 70°; в них были найдены в плохой сохранности ядра брахиопод.

Севернее указанного выхода известняков обнажаются пласты песчаника, также стоящие на головах и имеющие, повидимому, согласное с известняками простирание.

Таким образом в этой части долины Бозщука элементы залегания среднего карбона в правом и левом борту долины пересекаются друг с другом почти под прямым углом. Подобные соотношения могут говорить лишь о крупном тектоническом смещении, выражением чего между прочим является также наличие терм, приуроченных как раз к стыку взаимно-перпендикулярных простираний среднего карбона.

Выйдя из пределов развития палеозойских пород, р. Бозщук на протяжении 1 *км* течет среди красноцветных третичных отложений, покрытых обычными покровными галечниками.

При описании долины Ак-су было указано, что третичные отложения, широко развитые к западу от Ак-су, резко обрываются на меридиане последней. Часть северного склона Терской-алатау, лежащая между долинами Ак-су и Бозщук, совершенно лишена выходов этих отложений. На меридиане же поселка Бозщука они снова появляются, причем на левом берегу

реки об их наличии скорее приходится догадываться, основываясь на конфигурации рельефа. На правом же берегу Бозщука третичные отложения выходят мощной свитой, далеко протягивающейся на восток и обусловливающей собою своеобразный рельеф предгорий, известных под названием гор Бозщук.

Система р. Тургень-аксу

Р. Тургень-аксу берет свое начало из ледников, лежащих у водораздела Терской-алатау. Около ледникового цирка среди гранитных пород, слагающих борта долины Тургень-аксу, выходят габбровые породы. Они выступают около русла реки, а выше их по склонам видны граниты, кварцевые диориты и гранодиориты. Севернее выхода габбро гранодиориты и кварцевые диориты спускаются к руслу реки.

Здесь в правом борту долины, двумя километрами выше устья левобережного притока Дангыбай-тер, среди кварцевых диоритов обособляется кварцево-сиенитовая фация.

Против устья Дангыбай-тера на правом берегу Тургень-аксу также выходят габбровые породы, в верхней своей части покрытые красными гранитами.

В 1 *км* ниже устья Дангыбай-тера в левом борту долины Тургень-аксу обнажается контакт между габбродиоритовыми породами и развитой к северу от них метаморфической свитой.

Р. Таштамбек-тер (левый приток Тургень-аксу). Р. Таштамбек-тер начинается из небольшого ледника, расположенного среди свиты хлоритовых сланцев, отчетливо падающих по азимуту 350° ∠ 75° и столь же отчетливо разбитых стоящими на головах и пересекающими свиту вкрест ее простирания плоскостями отдельностей.

При подъеме по склону левого борта верховий Таштамбек-тера (по направлению к водоразделу с верховьями Большого Джергеса) видно, что сланцы сильно озмеевиковываются и ближе к водоразделу сменяются выходами катаклазированных гранитов.

В средней части Таштамбек-тера, в правом борту из-под снега и осыпей около русла реки торчат выскаления окремнелых сланцев. В левом же борту около русла реки выходят хлоритовые и слюдяно-кварцевые сланцы, но в осыпях, принесенных сюда с водораздела, попадаются граниты. У самого устья Таштамбек-тера, в левом борту его долины, выступают хлоритовые сланцы (возможно рассланцованные порфириты), сильно измятые, но выдерживающие основное простирание по азимуту 70°.

Ниже устья Таштамбек-тера долина Тургень-аксу поперек перегорожена моренными нагромождениями.

Система Кокияны-су (правый приток Тургень-аксу). Р. Кокияны-су берет свое начало из осыпей перевала Ашу-тер, расположенного на высоте 3640 *м*. На перевале выходят падающие по азимуту 145° под углом 70° зеленокаменные, рассланцованные породы, среди которых были замечены примазки малахита. К северу от перевала идет чрезвычайно крутой подъем к водоразделу с верховьями Джергалана. На этом склоне видно, что рас-

сланцованные зеленокаменные породы перевала входят в состав сланцевой свиты, перемежающейся с хлоритово-глинистыми и известково-серицитовыми глинистыми сланцами.

В 1934 г. сотрудник Иссык-кульской партии Р. Р. Данилов почти альпинистским маршрутом пробрался до крайних возможных пределов этого склона и уперся в совершенно вертикальную стену, сложенную конгломератами. Поскольку дальнейший маршрут оказался невозможным, им была замерена лишь видимая мощность этих конгломератов в 20 *м*. Так как в осыпях, принесенных водотоком, сверху указанной конгломератовой стены попадаются сланцы, то можно считать конгломераты за одну из составляющих сланцевой свиты. Если это так, то мнение Д. В. Наливкина о том, что между протерозойскими и нижнепалеозойскими сланцами лежат базальные конгломераты, здесь не находит своего ясного фактического подтверждения.

Конгломераты стоят на головах и имеют простирание по азимуту 50°.

К югу от перевала Ашу-тер в верховьях Кокияны-су выходят хлоритовые сланцы, аркозовые песчаники и мелкие конгломераты, чрезвычайно напоминающие конгломераты, развитые среди свиты «хлоритовых сланцев» восточной оконечности Терской-алатау, условно относимой С. С. Шульцем к верхнему силуру (99). Простирание всех этих пород 45—60°; падение не совсем ясно, так как в обнажениях отчетливо видны две системы плоскостей, падающих под углом в 70° в разные стороны — на северо-восток и юго-запад.

По тальвегу р. Кокияны-су, против устья ее левобережного притока р. Кара-кыр и немного выше последнего, выходят зеленые песчанистые сланцы, стоящие здесь на головах и имеющие простирание по азимуту 45°.

Р. К а р а-к ы р (левобережный приток Кокияны-су). Р. Кара-кыр берет свое начало из небольшого ледника, расположенного у одноименного перевала. В верховьях р. Кара-кыр, судя по моренным выносам, выходят граниты. Сам же перевал Кара-кыр сложен глинистыми, известково-хлоритовыми сланцами, перемежающимися с тонкослоистыми, плитчатыми известняками. Мощность известняковых пропластков колеблется в пределах 4—5 *м*. Вся сланцевая свита падает по азимуту 95—100° ∠ от 55 до 70°; эти сланцы уходят на соседний с восточной стороны лист, одновременно описываемый С. С. Шульцем, относящим их к верхнему силуру.

Спуск с перевала Кара-кыр в долину реки чрезвычайно крут и все время идет по сланцевой свите. Внизу же у берега реки выходят известняки, содержащие фауну нижнекаменноугольных кораллов и хорошо окатанные кварцевые гальки. Мощность известняков немного более 10 *м* и падают они по азимуту 115—120° ∠ 50—55°.

Таким образом карбоновые известняки уходят под налегающие на них сланцы перевала Кара-кыр, т. е. контакт имеет явно надвиговый характер.

Карбоновые известняки подстилаются совершенно согласно с ними падающими аркозовыми песчаниками, в основании которых лежат конгломераты, содержащие гальку сланцев, рассланцованных зеленокаменных пород метаморфической свиты и гранитов.

У резкого поворота течения реки Кара-кыр из северо-восточного направления на северо-западное видно, что каменноугольные известняки трансгрессивно налегают на сланцевую свиту и местами на интрудирующие ее граниты.

Совершенно отчетливо видно также трансгрессивное налегание нижнего карбона на эффузивные породы, связанные с каледонскими (или еще более древними) гранитами. Соотношения в районе перевала и р. Кара-кыр изображены на рис. 20.

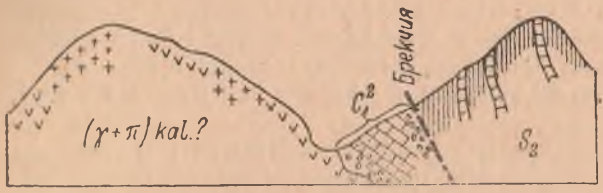


Рис. 20. Трансгрессивное налегание нижнего карбона на магматические породы и тектонический контакт карбона с верхним силуром у пер. Кара-кыр.

В расстоянии 1,5 *км* ниже указанного поворота р. Кара-кыр на северо-запад, в правом ее борту под известняками и подстилающими их песчаниками выходят дациты, с северной стороны непосредственно примыкающие по совершенно неясному контакту к зеленокаменной сланцевой свите. В левом же борту против выхода дацитов расположена небольшая долинка, имеющая в своей вершине ледник, под которым, очевидно, и скрыт контакт.

У устья Кокияны-су левый борт долины целиком сложен зеленокаменной сланцевой свитой, расчлененной несколькими логами. По нижнему из них огромным шлейфом в долину Кокияны-су низвергается осыпь моренно-обломочного материала, представленного исключительно зелеными и черными сланцевыми породами и эффузивами. Эта моренная осыпь перегораживает долину Кокияны-су у самого ее устья.

Долина Тургень-аксу ниже устья Кокияны-су. Ниже устья Кокияны-су из первой подвешенной долины правого борта Тургень-аксу приносятся куски катаклазированного гранита и сильно измененных сланцевых пород.

Поднявшись в указанную долину по очень крутому склону, можно видеть, что в ее вершине сланцевая свита непосредственно притыкается к выходящим к северу от нее порфировидным гранитам; из долины Тургень-аксу видно, как стена зеленокаменных пород по совершенно вертикальной линии соприкасается с катаклазированными гранитами.

Близ линии указанного тектонического контакта выходят диабазовые порфириты, в некоторых участках изобилующие вкрапленностью сульфидов.

В расстоянии 4 *км* ниже устья Кокияны-су р. Тургень-аксу

с левой стороны принимает приток Арчалы-тер, в устье которого видны лишь одни серые среднезернистые, лишенные ксенолитов и бедные шлирами граниты, среди которых изредка попадаются прожилки аплитов.

В одном километре ниже устья Арчалы-тер в больших осыпях левого борта Тургень-аксу наряду с обычными серыми и розоватыми порфировидными гранитами начинают попадаться большие глыбы сильно катаклазированных и перебитых зеркалами скольжения гранитов. Такие катаклазированные глыбы наблюдаются на протяжении более 1 *км*, после чего осыпи скрываются под лесом и густой растительностью левого склона Тургень-аксу.

Против указанных катаклазированных глыб левого берега Тургень-аксу по правому борту ее долины идет ряд тропинок к перевалу Ашу-булак, соединяющему Тургень-аксу с левобережным притоком Джергалана, Термитюр-булаком.

На перевале Ашу-булак выходят белые порфировидные граниты, которые в расстоянии 1,5 *км* к северу от перевала, на водоразделе с Термитюр-булаком, контактируют со сланцевой свитой. Последняя здесь представлена ороговикованными песчаниками, интрудированными аплитом; от аплитовых апофиз в свиту песчаников отходят кварцевые жилы, частью представленные дымчатым кварцем.

Несколько ниже, около русла Тургень-аксу сланцевая свита представлена мраморами, падающими на юг под углом около 40—50°. К югу непосредственно к мраморам примыкают граниты, но из-за задернованности контакта трудно установить, уходят ли мраморы под граниты или только притыкаются к ним. Севернее мраморов выходят слюдяные сланцы, повидимому относящиеся к той же свите, что и мраморы и ороговикованные песчаники водораздела.

Сланцевая свита развита также и в западном борту Тургень-аксу и прекрасно обнажается по тропинке, идущей из Тургень-аксу в долину Бозщука. При начале подъема тропинка пересекает небольшие тела красного порфировидного гранита, тесно связанного с отходящими от него и секущими его жилами аплита; обе разности содержат в себе ксенолиты сланцев. Выше по тропинке выходит сланцевая свита, которая в 10 *м* от контакта падает по азимуту 30° ∠ около 80°.

На самом перевале из Тургень-аксу в Бозщук ничего не видно, кроме наносов, но тотчас к югу от него снова появляется сланцевая свита, в состав которой входят также и сильно разложившиеся фельзитпорфиры и кератофиры.

К северу от перевала Ашу-Бозщук выходят гранодиориты, еще севернее переходящие в обычные граниты.

Начиная от своих верховий, долина Тургень-аксу все время сохраняет типичный троговый характер и только двумя километрами ниже тропинки, ведущей к перевалу Ашу-Бозщук, резко переходит в эрозионную. В нижнем конце троговой части долины (у отметки 1292) лежит прекрасно выраженная конечная

морена, имеющая мощность около 60 *м*. Перед нею располагается небольшое озерко.

В правом борту долины Тургень-аксу, против указанной конечной морены, в виде гладких скал, напоминающих своей формой бараньи лбы, выходят амфиболиты.

Ниже указанного небольшого обнажения амфиболитов р. Тургень-аксу на протяжении 7 *км* течет в узкой эрозионной части своей долины, оба борта которой сложены розовыми порфировидными гранитами: в них отдельные зерна розового ортоклаза достигают размеров 6—7 *см*. Среди гранитов встречаются микропегматиты.

Из-под флювиогляциальных отложений, развитых вдоль северной границы гранитов на водораздельных пространствах между Тургень-аксу и Джаргаланом и достигающих здесь мощности 200—300 *м*, кое-где выходят красноцветные третичные толщи.

Среди флювиогляциальных и аллювиальных отложений, покрывающих третичные породы, Тургень-аксу течет на протяжении более 10 *км*, после чего впадает в Джаргалан.

Система р. Джаргалан

Р. Джаргалан берет свое начало из широкого ледникового цирка, в настоящее время совершенно лишенного ледников. Стенки ледникового цирка сложены гранитами, которые лишь в расстоянии 5 *км* ниже по долине сменяются мраморизованными известняками, на которые граниты наползают. Западнее этих обнажений, на перевальной тропе, ведущей к левобережному притоку р. Джаргалана р. Термитюр-булак, также выходят мраморизованные известняки, но южный контакт их с гранитами здесь представлен по внешнему виду весьма свежей рассланцованной породой, которую при микроскопическом исследовании с трудом удалось отнести к группе эпидозита. Внешняя рассланцованность и обнаруженная микроскопически катаклазированность эпидозитов, залегающих в контакте гранитов и мраморизованных известняков, говорят за тектонический характер контакта.

На перевале Джаргалан, лежащем на водоразделе между рр. Джаргалан и Тюп, выходит небольшой клочок метаморфических сланцев и порфиритов, к северу от которых видны красные сильно выветренные биотит-роговообманковые граниты.

На крутом склоне правого борта Джаргалана видна целая серия обнажений среднекаменноугольных известняков. Эти обнажения невелики и выходят отдельными небольшими скалами, разделенными друг от друга оврагами. Общим для всех этих обнажений является неясность соотношений известняка к подстилающим его гранитным и порфировым породам: в некоторых обнажениях известняки подстилаются песчаниками, что отчетливо говорит о трансгрессивном характере залегания известняков, местами же известняки непосредственно лежат на гранитах.

Первое из этих обнажений расположено в 2 *км* от перевала. Здесь лежат известняки, падающие по азимуту 205° под углом 45—50°. Известняк серый, массивный, с красноватыми брекчиевидными прослойками, в которых и сосредоточена преимущественно фауна. Среди известняков попадаются желтоватые песчанисто-известковистые прослойки. Из фауны здесь были найдены следующие формы: *Dielasma* sp. cf. *elongatum* Schloth., *Martinia semiconvexa* Chao var., *Munella novini* Chao, *Schizophoria resupinata* Mart., *Rhipidonella* (?) sp., *Chonetes carbonifera* Keys., *Marginifera* (?) *orientalis* Chao.

Из этих форм *Martinia semiconvexa* Chao встречается в низах среднего карбона Китая (Penchi series). *Munella novini* Chao характерна для Taiyuan series, соответствующей самарскому горизонту. *Chonetes carbonifera* Keys. характерен для среднего карбона вообще.

Остальные формы точного стратиграфического значения не имеют. Г. Н. Фредерикс, определявший фауну, приписывает известнякам среднекарбоновый возраст, относя их к московскому или, что он считает вернее, к самарскому ярусу.

Низы известняка засыпаны осыпями и контакт их с гранитами здесь неясен и о трансгрессивном его характере можно лишь догадываться.

В другом обнажении, лежащем на 200 *м* к западу от описанного, выходят известняки мощностью в 20—30 *м* с остатками хористидов. Судя по простиранию, можно считать, что известняки этого обнажения представляют собой более низкие горизонты, чем в предыдущем. Лежат они непосредственно на порфирах. Ниже по склону известняки перекрываются россыпью красных гранитов, резко отличающихся от гранитов коренного берега Джаргалана.

Наконец третье обнажение известняков находится в расстоянии 300 *м* к западу от предыдущего (в 2,5 *км* от Джаргаланского перевала). Здесь выходят несколько скал известняка, падающих на юго-восток по азимутам от 130 до 175°. В одной из этих скал найден *Dictyoclostus* aff. *hermorsanus* Girty.

Эти известняки лежат непосредственно на кварцево-полевошпатовом порфире без каких бы то ни было изменений в контакте. Подстилающие известняки порфиры рассечены жилой порфирита, стоящей на голове и имеющей отчетливое простирание по азимуту 35°.

Порфиры очень скоро сменяются аплитами, а последние переходят в граниты. В непосредственном соприкосновении с аплитами среди гранитов замечается обилие разно ориентированных зеркал скольжения.

Р. Терметюр-булак (левый приток Джаргалана). Длинный и меридионально тянущийся приток Джаргалана по своему геологическому строению совершенно тождественен в левом борту с водораздельной частью долины Тургень-аксу, а в правом борту с водораздельной частью Джаргалана. В обоих бортах среди гранитов проходит полоса метаморфических пород, уже

рассмотренных при описании долин Тургень-аксу и Джаргалана.

В пробитых из этих сланцев у тропы, ведущей на водораздел с Джаргаланом, образцах были обнаружены небольшие (десятые доли миллиметра) вкрапленности самородной меди, замеченные лишь при камеральной обработке.

Долина Джаргалана ниже устья Терметюр-булака. Ниже устья Терметюр-булака троговая долина Джаргалана становится эрозионной и лишь на высоких ее склонах видны ледниковые кары. Оба борта эрозионной части долины Джаргалана сложены гранитами. У северной границы гранитов в левом борту Джаргалана выходят бурые аркозовые песчаники, среди которых в карбонатовых жилах найдены окисные минералы меди. В правом борту Джаргалана около соляных ключей выходят известняки, падающие на северо-запад по азимуту 320° под углом 55°. Среди известняков была найдена фауна *Cora* sp., *Thomasina* sp. *Martinia* sp.

Известняки подстилаются конгломератами и песчаниками, залегание которых сильно нарушено рядом тектонических разломов.

В расстоянии 0,5 *км* к северу от описанных выходов среднего карбона расположены соляные источники, показанные на двухверстной топографической карте. Источники вытекают из аллювиальных пород и имеют примитивный каптаж, служащий для кустарного их использования. Пород, вмещающих соль, не видно, но по общим геологическим условиям можно предполагать, что таковыми являются верхи среднего карбона.

В расстоянии 2,25 *км* ниже соленого ключа в Джаргалан с правой стороны впадает безымянный приток. Этот безымянный приток, протекающий в рыхлых породах, образует среди последних довольно широкие долины, склоны которых не отличаются большой крутизной. Очевидно в силу этого на двухверстной карте водосборный район этого притока назван урочищем Кок-бель. В силу этого в настоящем тексте указанному притоку будет присвоено условное наименование р. Кок-бель.

Р. Кок-бель (правый приток Джаргалана). В расстоянии 3 *км* от устья Кок-беля вверх по реке на левом ее берегу выходят пласты каменного угля юрского возраста. Это месторождение в настоящее время разрабатывается кустарным путем и в литературе известно под названием Джаргаланского месторождения угля.

Юрские отложения Джаргалана, особенно развитые по р. Кок-бель и уходящие далеко на восток, расположены вдоль северной окраины палеозойского массива хребта Терскей-алатау.

В районе выработок соотношений юрской угленосной свиты с палеозойским массивом непосредственно не видно. По условиям залегания юрских пород, весьма круто падающих на юг и несколько опрокинутых, можно говорить о вздернутости этих пла-

стов и связывать эту вздернутость с наползанием на юру с юга палеозойского массива.

Несколько западнее месторождения в ветвистом логу, показанном на двухверстной карте под названием ур. Кой-джайляу, эти соотношения видны несколько лучше. Здесь выходят:

1) глинистый сланец с растительными остатками, из-за осыпей мощность его не замерена;

2) под ним залегают углистые сланцы, перемежающиеся с пропластками угля; мощность 0,6 *м*;

3) песчаники, переслаивающиеся с конгломератом.

Все эти породы падают на юго-восток по азимуту 155° ∠70°. Выше склон на небольшом расстоянии замыт, а еще выше выходят белые кварцевые конгломераты, соответствующие самым нижним горизонтам юры. Таким образом здесь совершенно отчетливо выступает наличие опрокинутого залегания, осложненного тектоническим разрывом. Южнее кварцевых конгломератов выходят рассланцованные порфиры, среди которых главная поверхность отдельностей падает очень круто на север.

В левом борту Кой-джайляу видны выходы известняков, мощностью 10 с небольшим метров, падающих по азимуту 300° ∠40—50°. В известняках найдена фауна: *Productus* sp., *Choristites* sp., *Munella* sp., *Spirifer* sp. и иглы *Archaeocidaris* sp.

Известняки подстилаются песчаниками и конгломератами, лежащими в свою очередь на порфирах. Но соотношение известняков и подстилающих их обломочных пород вряд ли можно считать за вполне согласное, так как в одном из обнажений был замерен азимут падения конгломератов на юго-восток 120° ∠ около 60°; правда, нет полной уверенности в том, что эта скала находится в коренном залегании, но и нет, с другой стороны, достаточного количества фактов для утверждения согласного залегания известняков на песчано-конгломератовых слоях.

В одном из больших оврагов, расположенных в расстоянии около 1 *км* к востоку от разработок угля, выходят конгломераты; их гальки, достигающие 10 *см* в поперечнике, состоят главным образом из известняка и в меньшей мере из песчаника и кварца. Условия их залегания остались совершенно невыясненными. Подобные конгломераты были встречены и восточнее бассейна Джаргалана и нигде ясности их залегания подметить не удалось. Некоторые стратиграфические соображения позволяют считать эти конгломераты за верхи среднего или за низы верхнего карбона.

В 0,75 *км* к югу от них выходят порфиры. Севернее указанных обнажений, на правом берегу Кок-беля, выходят красные конгломераты с песчано-известковистым цементом; галька гранитная, песчанистая и изредка известняковая. Обнажение сильно задернованно и элементы залегания конгломератов в нем разобрать трудно.

Долина р. Джаргалана ниже устья Кок-беля. Красные конгломераты, выходящие в правом борту р. Кок-беля, обнажаются также и по Джаргалану ниже устья Кок-беля на протяжении 8 *км*.

В расстоянии 6 *км* от устья р. Кок-бель с правой стороны к Джаргалану подходит большой лог, вскрывающий отложения третичных пород. В вершине этого лога, у перевала Кызыляр, издали виден большой обрыв, в котором обнажаются серые конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками и глинами и падающие по азимуту 330° под углом 12°; видимая их мощность в обнажении обрыва 60—70 *м*. По своей окраске и литологическому составу эти породы очень напоминают верхнюю часть третичных отложений ур. Согуты. Среди входящих в их состав серых глин были найдены Т. А. Сикстель в большом количестве обугленные растительные остатки (91). Они могут быть отнесены, как то делает Т. А. Сикстель, к верхам третичной свиты. Сильная задернованность и пышный растительный покров не дают возможности непосредственно проследить здесь соотношение нижнего и верхнего отделов третичных отложений. В силу этого указание Т. А. Сикстель на их несогласие, как угловое, так и ази-

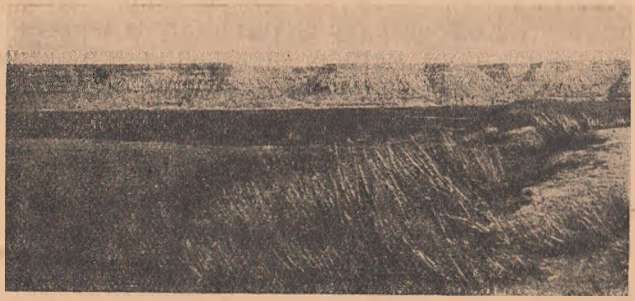


Рис. 21. Озерные отложения в низовье р. Джаргалана.
Фото П. А. Грюше.

мутальное, на наш взгляд не может считаться вполне убедительным.

Отложения третичной свиты слагают всю северную часть широкого водораздела между Джаргаланом и Тюпом, показанного на карте под названием гор Чубар-джан.

Выйдя из полосы третичных отложений, р. Джаргалан на протяжении 50 *км* течет прямо на запад по широкой и культурно возделанной долине среди четвертичных отложений, принимая с левой стороны в виде притоков уже описанные системы больших рек: Ак-су, Б. и М. Джергеса, Бозщука и Тургень-аксу.

Четвертичные озерные отложения прекрасно вскрываются р. Джаргаланом в правом ее берегу на протяжении более 20 *км*. Особенно хороши их выходы в 4 *км* выше устья, где они имеют мощность 60 *м* и неоднократно описывались рядом авторов (рис. 21). В 1929 г. в этих отложениях сотрудником Иссык-кульской партии В. В. Шумовым были найдены зубы *Rhinoceros tichorinus* Fisch., определенные Е. И. Беляевой и хранящиеся в Центральном геологическом музее имени Ф. Н. Чернышева.

Система р. Тюп

Р. Тюп начинается двумя истоками, имеющими в своих вершинах небольшие ледники. Вершины обоих истоков Тюпа расположены среди сланцев нижнего карбона, которые сменяются верхним силуром у места соединения обоих потоков в единое русло Тюпа.

Среди свиты преимущественно хлоритовых сланцев верхнего силура наблюдаются небольшие апофизы гранитов и кварцевые жилы.

В расстоянии 9 *км* от перевала Кара-кия Тюп принимает два безымянных притока, берущих начало у двух перевалов Ашу-тер; один из них, западный, ведет из долины Тюпа в верховье Кокияны-су, а другой, восточный, соединяет долину Тюпа с верховьем р. Ашу-айрык (приток Б. Джаланача).

По этим безымянным притокам хорошо прослеживается почти неметаморфизованная, представленная преимущественно песчаниками и глинистыми сланцами с перемежающимися пропластками известняков, свита. По своему внешнему виду эта свита чрезвычайно похожа на сланцевую фацию нижнекаменноугольных отложений, развитых в более восточных районах, где среди известняковых пропластков была найдена нижнекаменноугольная микрофауна (25, 99).

У перевала Ашу-тер восточного в пропластке известняка были найдены одиночные кораллы, не давшие однако возраста. На западе эта свита непосредственно переходит в карбоновые отложения у перевала Кара-кыр (см. систему р. Тургень-аксу). Свита нижнекаменноугольных сланцев довольно покойно падает на юг, образуя углы падения от 30 до 40°.

Севернее этой свиты выходит метаморфическая свита, весьма круто падающая на юг. Непосредственных контактов между метаморфической свитой и нижнекаменноугольной нигде не наблюдалось. Контакт, вероятно, имеет трансгрессивный характер, местами осложненный тектоническими передвижками.

По выходе из метаморфической свиты р. Тюп на протяжении 8 *км* течет по широкой долине, борта которой сложены обычными для Терскей-алатау гранитами, кое-где обогащенными темноцветными компонентами и переходящими в гранодиориты. На широте перевалов Джаргалан и Арча-тер граниты оканчиваются и с обоих указанных перевалов в долину Тюпа открываются широкие боковые долины, заваленные моренными и флювиогляциальными материалами.

На перевале Арча-тер видны и коренные породы, представленные сланцевой «Кок-джарской» свитой, в состав которой входят также и порфириты. Сланцы контактируют с биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, которые их интрудируют.

С. С. Шульц описывает здесь же типичные скарны, состоящие из зерен цоизита, диопсида, сфена и граната; структура скарнов роговиковая. Он считает контакт несомненно интрузив-

ным и связывает его с интрузией гранитов в развитые к северу от перевала и покойно падающие на юг известняки среднекарбонового возраста (101).

П. А. Грюнге также наблюдал явления магматического контакта, но трактует соотношение иначе: по его мнению, интрудированные гранитами известняки являются пропластками, обычно встречающимися в силурийских и нижнекарбоновых сланцевых свитах, в силу чего им ни в коем случае нельзя приписать среднекаменноугольного возраста.

Среднекаменноугольные известняки действительно развиты к северу от перевала Арча-тер и действительно имеют весьма пологое залегание, но соотношение их с метаморфической, интрудированной гранитами, свитой тектоническое. Тотчас к северу от перевала видно, что палеозойский комплекс лежит на среднем карбоне, будучи надвинут на него по весьма пологой, падающей на юг, поверхности. Надвиговые явления можно наблюдать на протяжении не менее ½ *км* к северу от перевала Арча-тер, а равно и в оврагах, расчленяющих правый борт троговой долины, идущей на запад от перевала Арча-тер. В вершинах некоторых из оврагов видно налегание красных, с белыми зернами кварца гранитов на совершенно неизмененных метаморфизмом известняках и гипсах среднего карбона (рис. 22).

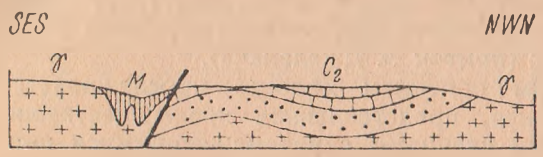


Рис. 22. Трансгрессивное налегание среднего карбона на граниты Терской-алатау и надвиг на него интрудированных гранитами сланцев у пер. Арча-тер. C_2 — средний карбон; М — метаморфические сланцы; γ — граниты.

Ниже устья троговых долин, вносящих в долину Тюпа моренные и флювиогляциальные материалы, последняя принимает эрозионную форму и становится трудно проходимой. На протяжении 9 *км* в обоих ее бортах выходят граниты и порфиры. Взаимоотношения гранитов с порфирами не совсем ясны, но совершенно отчетливо может быть установлена верхняя граница для определения возраста тех и других. На них налегает свита аркозовых песчаников, имеющая мощность около 200 *м* и содержащая в своем основании базальные конгломераты. В гальках базальных конгломератов в изобилии встречаются порфиры и реже граниты.

В правом борту начала эрозионной долины Тюпа прекрасно вскрыта конгломератово-песчаная свита, на которой согласно налегают известняки, содержащие *Choristites* aff. *weberi* Frks. Более обильные находки фауны в соседней долине, куда переходят эти известняки, не вызывают никакого сомнения в принадлежности известняков к среднему карбону.

Следовательно, здесь имеется наличие бесспорно трансгрессивного налегания среднего карбона на магматические породы. Лежащий на магматических породах средний карбон смят в про-

стые, пологие складки, углы падения которых редко превышают 30° (рис. 22). Известняки покрыты гипсами и выходят в виде хорошо видимых издали «карнизов».

У северного конца эрозионной части долины Тюпа, в расстоянии 1 *км* от выхода ее в область развития рыхлых осадочных образований, подстилающие среднекаменноугольную свиту граниты сильно катаклазированы и здесь же видно, что тесно связанные с ними порфиры покрывают собой известняки, падающие на юг под углом около 50°. Таким образом здесь повторяются соотношения, описанные для перевала Арча-тер и позволяющие наметить вторую, севернее расположенную, полосу надвигов гранитов на средний карбон.

Тюп выходит в область развития рыхлых осадочных образований в том месте, где палеозойский массив Терскей-алатау образует резкую ступень в рельефе своего северного склона. Тотчас к северу от указанной ступени на водоразделе между рр. Тюпом и Каркарой расположен перевал Чар-кудук, около которого выходят известняки среднего карбона и гипсы. По опросным данным в известняках Чар-кудука в свое время кустарным путем охотниками разрабатывалось свинцовое месторождение.

К северу от перевала Чар-кудук выходят грубые конгломераты, имеющие в своем составе преимущественно крупную известняковую гальку. Эти конгломераты уже упоминались при описании долины Джаргалана. Подробнее они будут рассмотрены при описании долины р. Уч-кашка.

От перевала Чар-кудук на запад идет тропинка по холмистому рельефу, отмеченному на двухверстной карте под названием бугров Таш-тюбе. К северу от бугров Таш-тюбе, в правом борту Тюпа, в лесу в разрозненных выходах встречаются песчаники и сланцы, литологически напоминающие юрские породы. В одном из таких выходов были встречены белые кварцевые конгломераты, известные лишь для низов юрских отложений Иссык-кульского бассейна.

Никакой закономерности в условиях залегания этих пород подметить не удалось. Так как их залегание здесь, а равно еще в большей мере на левом берегу Тюпа, переплетается с обрывками гипсов, единственным возможным возрастом для которых можно считать среднекаменноугольный, то вся неясность соотношений указанных свит и даже условия залегания отдельных обнажений здесь лучше всего может быть объяснена чрезвычайной перебитостью пород, связанной с крупными разломами. Эта зона разломов выражена также в рельефе в виде уступа северного склона Терскей-алатау.

Севернее указанной зоны разломов в левом борту долины Тюпа появляются красноцветные третичные конгломераты. Здесь в расстоянии 1,5 *км* к северу от палеозойских пород видно хорошее обнажение красных конгломератов, переслаивающихся с красными мергелистыми глинами и песчаниками. Вся свита отчетливо падает по азимуту 336° под углом 71°. Столь крутой угол падения не характерен для красноцветных третичных отло-

жений Иссык-кульского бассейна, обычно имеющих значительно более пологие углы. Такая аномалия в углах падения может быть поставлена в связь с близостью крупного тектонического контакта.

Среди красноцветных третичных пород р. Тюп течет на протяжении 14 *км* среди широкой долины в северо-западном направлении и достигает южных склонов хребта Кунгей-алатау.

Подойдя к южным склонам Кунгей-алатау, р. Тюп резко поворачивает на запад и на протяжении 11 *км* течет между горами Сары-гыр (восточная оконечность хр. Кунге-алатау) и горами Чубар-джан, принимая с правой стороны ряд небольших притоков. Большинство из этих притоков столь невелико, что названия их не обозначены на топографических картах. Но поскольку геологические наблюдения по их долинам дают чрезвычайно богатый материал, они описываются ниже под названиями, частью заимствованными от киргизов.

Р. Черкум-булак (правобережный приток Тюпа). В верховьях Черкум-булака, в обоих бортах его долины выходят нижнекарбоновые известняки, сменяющиеся песчаниками, трансгрессивно залегающими на отложениях нижнего карбона.

Ниже по долине обнаженность необычайно слабая и кое-где из-под дерна заметны высыпки коренных пород и только у устья на правом склоне Черкум-булака, там, где склон подмывается р. Тюп, виден следующий большой разрез:

1. Трансгрессивно на аплите залегает базальный конгломерат, состоящий в основной массе из крупных валунов плохо окатанного гранита и более редкого порфира. Цемент изменяется от аркозового песчанистого до известковистого. Мощность конгломерата 3,5 *м*.

2. На базальном конгломерате вполне согласно лежит темносерый зернистый известняк, сильно пахнущий сероводородом при ударе. Известняк сплошь переполнен *Crinoidea* и раковинами *Brachiopoda*, из которых определены формы: *Schizophoria mesoloba* Jan., *Streptorhynchus cronistria* Phill., *Productus undatus* Defr., *Pr. griffitianus* Kon., *Pr. deshayesianus* Kon., *Pr. nystianus* Kon., *Martinia decora* Phill., *Martinia* sp., *Reticularia lineata* Mart., *Dielasma sacculus* Mart. Мощность известняка 10 *м*.

Здесь и в других местах нижнекаменноугольная фауна восточной части Кунгей-алатау определена Н. А. Беляевским. Описание долин дается по работе, выполненной совместно с ним (26).

3. Конгломерат темносерого или зеленовато-серого цвета с галькой диаметром до 30 *см*, чаще меньше. В состав гальки входят: известняк, со слабыми признаками оолитового строения, гранит, эффузивы, как основные, так и кислые, и метаморфические породы. В гальке известняка найдена фауна: *Productus nystianus* Kon., *Reticularia lineata* Mart. Мощность конгломерата 11 *м*.

4. Известняк весьма плотный, битуминозный, почти черного цвета без фауны. Мощность 2 *м*.

5. Конгломерат вполне тождественный конгломерату горизонта 3, но по характеру отличающийся большей песчанистостью. Мощность до 100 *м*.

6. Крупнозернистый песчаник, или мелкогалечный конгломерат, весьма однородный как по величине зерен, так и по составу, чем и отличается от смежных горизонтов. Мощность 10—15 *м*.

7. Нормальный среднезернистый серый песчаник, сцементированный известковистым цементом. Мощность 100—150 *м*.

8. Массивный фарфоровидный светлосерый плотный и неслоистый известняк, обладающий раковистым изломом. В известняке в различных горизонтах найдена фауна: *Productus fimbriatus* Sow., *Pr. plenus* Sow., *Pr. undatus*

Defr., *Pr. nystianus* Kon., *Pr. Weberi* Jan., *Pr. striatus* Fisch., *Pr. (Pustula) elegans* M'Coy, *Pr. punctatus* Keys., *Reticularia lineata* Mart., *R. rostrata* Kut., *Martiniopsis orientalis* Tschern., *Athyris planosulcata* Phill.

Мощность известняка велика и измеряется, вероятно, несколькими сотнями метров.

Вся эта толща известняков и песчаников лежит на аплите, который имеет микропегматитовую структуру и состоит из кварца, прорастающего с микроклином, микропертита и кислого плагиоклаза.

Р. Тек-булак (правобережный приток Тюпа). Тек-булак расположен в 3,25 *км* к западу от Черкум-булака. Устье долины Тек-булак сложено известняками с неясными элементами залегания. В полутора километрах вверх по течению, на водораздельной гряде с долиной реки Черкум-булак найдена фауна брахиопод плохой сохранности. Севернее на водоразделе выходят песчаники и конгломераты, подстилающие известняки. Эта песчано-конгломератовая свита налегает на катаклазиты микроклинового гранита. Выше, по водоразделу, выходят известковистые аркозовые песчаники, прилегающие к упомянутым выше катаклазитам.

Далее, на протяжении полутора километров, склоны долины сложены сероватыми и зеленоватыми песчаниками. Мелкогалечные конгломераты, подстилающие песчаники, состоят из гальки гранита, порфира, основных эффузивов и метаморфических пород.

Конгломераты трансгрессивно лежат на сером несколько порфировидном плагиоклазовом биотитовом граните, слагающем верховья реки.

Р. Ак-тасты-булак (правобережный приток Тюпа, впадающий в него в 2,5 *км* ниже устья Тек-булака). Устье р. Актасты-булак сложено амфиболитами, актинолитовыми сланцами и метаморфизованными аркозовыми песчаниками; аркозовые песчаники слегка рассланцованы и несколько обогащены туфогенным материалом.

В 200 *м* севернее устья метаморфические породы обильно интрудированы аплитами, которые в свою очередь рассечены кварцевыми жилами широтного простирания, богатыми включениями карбонатов.

В притык к ним лежит известняк с фауной, среди которой определены следующие формы: *Schizophoria resupinata* Mart., *Stroptorhynchus* sp., *Chonetes sulcata* M'Coy, *Productus undatus* Defr., *Pr. mesolobus* Phill., *Pr. antiquatus* Sow., *Pr.* ex gr. *punctatus* Mart., *Pr. deshayesianus* Kon., *Pr. nystianus* Kon., *Pr. ferganensis* Jan., *Pr. plicatillis* Sow., *Pr. striatus* Fish., *Pr. undiferus* Kon., *Rhynchonella* sp., *Pugnax pugnus* Mart., *Spirifer Grünewaldianus* Jan., *Sp. integricostae* Phill., *Spirifer* sp., *Reticularia lineata* Mart., *Athyris planosulcata* Phill., *Athyris* sp., *Dielasma sacculus* Mart., *Encrinites.*

Вся эта фауна собрана из одной глыбы известняка вблизи

контакта. Возраст известняка определяется как средний визе. Таким образом здесь выпадает целиком вся песчано-конгломератовая свита низов визе и часть верхов нижнего и низов среднего визе. Отсюда становится ясным наличие тектонического контакта известняков с метаморфическими породами.

Известняки развиты только на восточных склонах долины Ак-тасты-булак в то время, как на западных склонах развиты аплиты, интрудирующие метаморфические породы.

На правом берегу, километром выше устья, обнажается кварцевая жила, широтного простирания, мощностью более 10 *м*. Она состоит из кварца с чешуйками серицита, рудных минералов не обнаружено.

Еще километром далее аплиты сменяются мясо-красными катаклазированными микроклин-пертитовыми гранитами. На гранитах и на аплитах трансгрессивно лежит значительной мощности конгломерат, состоящий из гальки этого же аплита, гранита, основных и кислых эффузивов и метаморфических пород, переслаивающийся с аркозовыми песчаниками. Далее, на километр вверх по течению, обнажаются очень похожие на гранит аркозовые песчаники, прилегающие к катаклазитам плагиоклазового гранита.

Наличие катаклазита гранита заставляет сомневаться в ненарушенности первичного трансгрессивного залегания песчано-конгломератовой свиты на гранитах и наметить здесь тектоническую линию, которая тянется вдоль контакта визейских известняков с метаморфическими породами.

Выше до самых верховий долина реки Ак-тасты-булак сложена серым, местами мясо-красным, биотитовым гранитом. В осыпях этих гранитов найдены образцы их, содержащие жилки флюорита мощностью в 2—3 *мм*.

Долины рр. Табулгаты (правобережные притоки Тюпа). Западнее Ак-тасты-булака расположены две одноименные реки. Верховья одной из них подходят к пер. Табулгаты; другая лежит в 2,5 *км* восточнее. В соответствии с этим в тексте они будут описаны под названиями Табулгаты Восточной и Западной. Небольшая, совершенно лишенная террас, долина р. Табулгаты Восточной дает ряд интересных обнажений нижнего карбона.

Перевал Табулгаты Восточной сложен розовыми гранитами, которые ниже по течению сменяются аплитами. В нижней части долины появляется песчано-конгломератовая свита, состоящая из согласно переслаивающихся песчаников и конгломератов, имеющих общее падение на ЮЗ 225° под углом 45°. В гальке конгломерата встречены: порфиры, основные эффузивы, гранит, аплит, черный и серый известняк, в котором найдена фауна: *Productus* cf. *undatus* Defr., *Chonetes buchiana* Kon., *Ch. minuta* Kon., *Spirifer* sp., *Martinia buckmani* Jan., *Athyris planosulcata* Phill.

На конгломератах согласно залегает светлосерый весьма плотный известняк с богатой фауной: *Productus mesolobus* Phill., *Pr. striatus* Fish., *Chonetes languessiana* Kon., *Athyris*

planosulcata Phill., *Spirifer* sp., *Streptorhynchus crenistria* Phill.

У устья реки, почти у Тюпа, также видно переслаивание известняков с конгломератами. Известняки плотные, не слоистые, темносерые, содержат фауну: *Productus aculeatus* Sow., *Pr. mesolobus* Phill., *Reticularia lineata* Mart., *Martinia* sp., *Spirifer* sp., *Streptorhynchus crenistria* Phill.

Река Табулгаты Западная берет свое начало у одноименного перевала, имеющего около 2700 *м* высоты.

Перевал сложен розовыми среднезернистыми биотитовыми гранитами, которые при спуске с него переходят в серые гранодиоритовые разности, среди которых проходит двухметровая жила аплита широтного простирания и жила диабазового порфирита, падающая на СВ 310° под углом 70° и имеющая мощность около 4 *м*.

Ниже по долине граниты становятся порфировидными и на них, без каких-либо базальных слоев, лежат известняки, образующие мощный массив неясного залегания, тянущийся по долине на протяжении почти 2 *км*.



Рис. 23. Горы Чон-бет (с западной стороны, от сопки Сарт-тологой). На переднем плане р. Тюп, прорезающая средний карбон. Фото П. А. Грюше.

В нижней части долины появляются конгломераты и песчаники, о возрасте которых трудно составить какое-либо суждение. И лишь у самого своего устья р. Табулгаты Западная вскрывает свиту серых песчаников с кварцево-серицитовым и известковым цементом, по внешнему виду напоминающих песчаники среднего карбона.

Левый берег р. Тюпа между устьями Черкум-булака и Табулгаты. Обрывистые склоны левого берега Тюпа между устьями указанных его притоков увенчиваются вершиной, известной у киргизов под названием гор Чон-бет (на карте это название не приведено). Склон завален осыпями, часть которых связана с обвалами, вызванными землетрясением 1911 г. (по опросным данным П. А. Грюше) (рис. 23).

Из-под обвалов и осыпей местами видны отдельные выходы песчаников, конгломератов и, повидимому, покрывающих их известняков. Известняки темносерые и содержат фауну: *Productus hemisphaericus* Sow., *Martinia glabra* Mart., *Reticularia*

lineata Mart., *Spirifer bisulcatus* Sow., кораллы и стебли криноидей (37). *Spirifer bisulcatus* Sow. встречается только в самых высоких горизонтах известняков.

Выше известняков с указанной фауной лежат песчано-глинистые слои и известковистые песчаники; среди них попадаются хрупкие и плохой сохранности остатки неопределимой флоры. Хороших выходов этих отложений в горах Чон-бет нет и об их наличии дают представление только кое-где торчащие из-под наносов отдельные скалы этих пород. Возраст их еще во время работ группы Н. Г. Кассина условно был принят за верхнепалеозойский (группа Б условной легенды карты Н. Г. Кассина), что и нашло свое отражение на схематическом геологическом разрезе. На указанной таблице видно также подмеченное еще тогда угловое несогласие между группой Б и подстилающим ее карбоном (С) (37, таблица после 112-й страницы). В настоящий момент можно с уверенностью говорить о том, что свита известковистых песчаников действительно несогласно покрывает собою визейские известняки со *Spirifer bisulcatus* Sow., но возраст известковистых песчаников правильнее считать не за верхний палеозой, а за средний карбон. Последнее следует из определения возраста остатков флоры, найденных в состоянии гораздо лучшей сохранности в пределах той же свиты на северных склонах восточной части Кунгей-алатау, о чем см. ниже (при описании верховий долины р. Табулгаты Северной).

Вершина гор Чон-бет сложена красноцветными третичными конгломератами, лежащими несогласно на известковых песчаниках среднего карбона. На указанном разрезе работы группы Н. Г. Кассина эти отложения показаны символами Г и Д, причем под символом Д разумеется свита соленосных глин, песчаников и конгломератов, которую мы в настоящее время относим к верхам третичных отложений. Критический пересмотр данных 1914 г. заставляет усомниться в наличии на вершине гор Чон-бет неогеновых отложений.

Сопка Сарт-тологой и долина р. Тюпа ниже устья Табулгаты Западной. После впадения Табулгаты Западной р. Тюп под прямым углом поворачивает к югу, вскрывая разрез известковистых песчаников среднего карбона, содержащих плохой сохранности растительные остатки (рис. 24).

Небольшая возвышенность, находящаяся западнее описанного поворота Тюпа, носит название сопки Сарт-тологой. Ее южный склон сложен нижнекарбоновыми серыми известняками, на северной стороне трансгрессивно перекрытыми среднекарбоновыми песчаниками. Среднекаменноугольный возраст песчаников здесь, так же как и песчаников гор Чон-бет, устанавливается на основании их литологического сходства со свитой, развитой на северных склонах Кунгей-алатау, где в верховьях р. Табулгаты Северной были найдены органические остатки лучшей сохранности.

У восточной оконечности сопки Сарт-тологой, на правом

берегу Тюпа виден выход красных песчанистых глин с прослойками мергелей. По внешнему виду они напоминают юрские глины и похожи на породы, выходы которых широко развиты вдоль северных склонов хребта Терскей-алатау в восточной оконечности листа.

На упомянутом разрезе группы Н. Г. Кассина (37, стр. 112) они были отнесены к условной свите В, которой тогда же был приписан юрский возраст. На карту это единственное в долине Тюпа и небольшое по своему размеру обнажение не нанесено.

Прорвав восточную конечность сопки Сарт-тологой, Тюп круто поворачивает на запад и до самого впадения в Иссык-куль течет среди широкой долины, выполненной аллювиальными, а на западе (по В. В. Шумову) древними озерными отложениями.

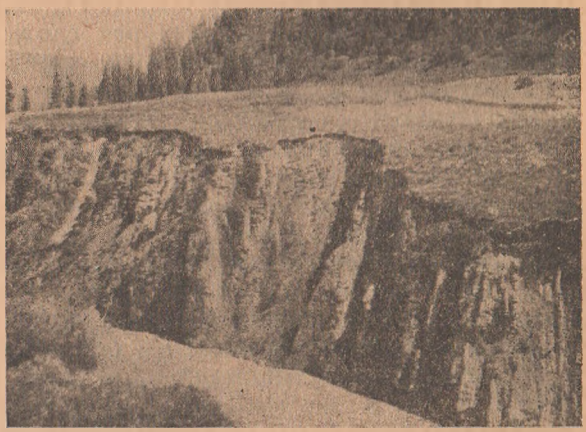


Рис. 24. Песчаники среднего карбона, вскрытые р. Тюп между сопкой Сарт-тологой и горами Чон-бет. Фото П. А. Грюше.

Долина р. Кень-су (правобережный приток Тюпа). Р. Кень-су Южная начинается у водораздела Кунгей-алатау двумя верховьями: собственно Кень-су, в вершине которой расположен перевал, ведущий в одноименную долину, Кень-су Северной (приток Чарына) и р. Ири-кона, являющейся второй составляющей р. Кень-су, ее западным правобережным притоком. В долине р. Ири-кона находится небольшое плотинное озерко. Борта долин обеих составляющих Кень-су в их верхних частях сложены розовыми порфировидными гранитами, включающими жилы эпидота и пегматита. В гранитах замечаются плоскости скольжения, покрытые корками эпидота в 2—3 см толщиной, падающие на СВ до 10° ∠ 85°.

Мыс, образованный южной частью водораздела между обеими составляющими р. Кень-су, сложен темносерыми, толстослоистыми известняками, падающими почти на юг и содержащими *Productus giganteus* Mart., *Pr. hemisphaericus* Sow.

Известняки подстилаются небольшой мощности аркозовыми песчаниками, лежащими на гранитах.

Южнее устья р. Ири-кона видно, что темносерые известняки подстилаются конгломератами с хорошо окатанной галькой, достигающей размеров человеческой головы. Среди пород, со-

ставляющих гальку, были определены: гранит (наибольшее количество), аплит, порфир и порфирит, цемент аркозово-песчанистый. Немного севернее можно наблюдать обнажение, в котором конгломерат лежит трансгрессивно на розовых гранитах.

Ниже слияния главных ее составляющих долина р. Кень-су сильно расширяется и дно ее незаметно переходит в конус выноса. У устья Кень-су на обоих ее берегах выходят тонкослоистые серые известковистые песчаники, которые согласно переслаиваются с известняками темносерого цвета, без фауны. В кальцитовой жилке, секущей посчаники, найдены небольшие кристаллики флюорита светлофиолетового цвета. Вся эта свита известняков и песчаников падает на ЮЗ 230° под углом 53°.

Долины рр. Куруманды и Талды-су (правобережные притоки Тюпа). К западу от Кень-су южные склоны Кунгей-алатау от водораздела до устьев коротких рек сложены лишь одними гранитами. В нашем распоряжении нет данных, которые позволили бы наметить смену разностей гранитов в отдельных речных долинах. Приходится только ограничиться тем общим указанием, что в водораздельной части хребта граниты представлены серыми разностями, которые в устьевых частях рек сменяются полосой розовых и красных порфировидных пород.

Такова общая картина всех небольших речек, сбегающих с южных склонов Кунгей-алатау и впадающих в Тюп. Небольшое разнообразие вносится лишь некоторыми морфологическими чертами, стоящими в связи с остатками древнего оледенения, имеющими место в верховьях двух долин: Куруманды и Талды-су. Следы оледенения описаны П. А. Грюше в его работе (21).

Тотчас ниже ледниковых отложений верховий восточной ветви Талды-су констатирован небольшой выход светлосерого мелкозернистого мрамора, проходящего полосой северо-восточного простирания. Соотношение мрамора с окружающими его гранитами не совсем ясно: по старым данным мрамор «лежит» на граните; по тем же данным здесь среди осыпей найдены куски грейзена (37, стр. 103).

Водораздельная часть Кунгей-алатау в верховьях Талды-су сложена метаморфической свитой, среди которой здесь, повидимому, преобладают выходы хлоритовых сланцев, падающих на юго-восток (азимут 165° под углом 55°). В толще сланцев констатированы кварцевые жилы (до 5 *см* мощности), содержащие в себе небольшое количество сульфидов (37, стр. 102).

Долина р. Шаты Южной (последний правобережный приток Тюпа). Описание долины р. Шаты Южной приводится по данным экспедиции К. И. Богдановича по изучению землетрясения 1911 года. Перевал Шаты сложен микроклин-микропертитовым биотитово-роговообманковым гранитом, который обнажается в верхней части долины Шаты Южной до границы леса; среди них выделяются плоскости отдельности, падающие на северо-запад под углом 60° и более.

В зоне леса эти граниты изменяются динамо-метаморфиз-

мом и принимают гнейсовое сложение. При самом выходе из гор р. Шаты Южной появляются красные граниты, переходящие в порфировидные и, повидимому, в настоящие порфиры» (12, стр. 59—60).

Долины рек южного склона Кунгей-алатау, впадающих в Иссык-куль

Западнее долины Шаты реки, сбегающие с южных склонов Кунгей-алатау, текут непосредственно к оз. Иссык-куль; к числу их относятся реки: Б. и М. Сары-булак, Курменты, Шинаты и Кударгу. Долины этих рек описываются по данным группы Н. Г. Кассина.

Все эти реки текут в долинах, в основном сложенных из гранитов. В их верховьях развиты серые биотитово-роговообманковые разности, иногда содержащие также авгит; иногда в них резко сокращается количество кварцевых зерен и породы начинают приближаться к сиенитам. В приозерной полосе выходят красные разности, близкие к аплитам: они богаты кварцем, бедны биотитом; полевой шпат представлен ортоклазом, микроклином и небольшим количеством плагиоклаза.

На этой общей картине геологии всего участка южных склонов Кунгей-алатау, входящего в территорию юго-западной четверти листа К-44-А, для отдельных речных долин отмечены некоторые индивидуальные черты:

1. В верховье Б. Сары-булака, 3 *км* ниже перевальной точки, среди гранитов проходит жила диабазового порфирита, имеющая 4 *м* мощности и простирающаяся на северо-восток; выше по долине граниты обогащаются роговой обманкой и принимают немного гнейсовидное сложение.

В нижней части долины Б. Сары-булака на красных гранитах лежат аркозовые песчаники, покрытые в свою очередь известняками; в известняках содержится фауна, предварительно определенная Н. Г. Кассиным в 1915 г.: *Orthis resupinata* Mart., *Ort. circulus* (?) Hall., *Chonetes* cf. *variolata* Kon., *Productus transversalis* Tschern., *Pr. tenuistriatus* Mart., *Pr. striatus* Fisch., *Spirifer striatus* Mart., *Sp. Kleini* Fisch., *Sp.* aff. *Sokolovi* Tschern., *Rhynchonella* cf. *pleurodon* Phill., *Rhynch. acuminata* Mart., *Retitularia lineata* Mart. и другие формы.

Эти известняки Н. Г. Кассин приравнивает верхним горизонтам известняков Иссык-кульского бассейна, содержащим в других местах *Spirifer bisulcatus* Sow. (37, стр. 131).

Указанное там же Н. Г. Кассиным наличие по Б. Сары-булаку в нижней части известняков *Productus giganteus* Mart. и *Pr. hemisphaericus* Sow. дает основание сблизить известняки Б. Сары-булака с известняками, выходящими у слияния р. Ирикопа и Кень-су и уже описанными выше.

На карте Н. Г. Кассина полоса нижнекаменноугольных известняков показана также и в низовьях М. Сары-булака и западного борта р. Курменты; хотя в тексте указаний на эти выходы

и не имеется, мы на прилагаемой карте показываем их распространение, исходя из карты Н. Г. Кассина.

2. Из названных речек долина Курменты в своих верховьях показана сложенной ледниковыми отложениями. Кроме того для верховий Курменты указываются жилы диабазовых порфиритов.

3. В верховьях Шинаты также выходят жилы диабазовых порфиритов.

Являются ли жилы диабазовых порфиритов Б. Сары-булака, Курменты и Шинаты обособленными образованиями, или представляют собою единое тело, по имеющимся данным решить нельзя.

4. В верховьях р. Кударгу переход серых гранитных разностей в гранитпорфиры отличается чрезвычайной постепенностью.

Б. РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ БАССЕЙНА БАЛХАША

П. А. Грюше

Верховья правобережных притоков р. Чилика

В пределы описываемого листа входят лишь верховья некоторых правобережных притоков Чилика. Все они берут начало у водораздела Кунгей-алатау и стекают по северному склону хребта; бо́льшая часть их носит те же названия, что и соответствующие реки южного склона.

Для речных долин северного склона Кунгей-алатау, лежащих между западной рамкой нашей карты и меридианом 78°20′, в нашем распоряжении нет никаких данных для составления описания речных долин. В силу этого обстоятельства долины рек Кударгу, Талды, Курменты и Куль-су остаются без геологического описания, а соответствующий их верхнему течению участок карты закрашен на основании экстраполирования данных реки Шаты.

Долина р. Шаты Северной. Перевал Шаты сложен серыми, немного гнейсовидными микроклин-микропертитовыми гранитами, продолжающимися на 3 *км* по течению реки. В 3 *км* от перевала граниты сменяются метаморфической свитой, среди пород которой здесь преобладают филлиты, известково-хлоритовые сланцы и туфы. По совокупности новых данных о взаимоотношениях метаморфической свиты Кунгей-алатау с гранитами следует считать этот контакт за магматический, что вносит существенную поправку в карту группы Н. Г. Кассина, где этот контакт показан как тектонический (38).

Кроме того на указанной карте вдоль северной границы сланцевой полосы показана полоса порфиритов; в тексте (38, стр. 100) приводится петрографическая характеристика порфиритов и указывается на их сильную перемятость. Опять-таки, в свете последующих работ по Кунгей-алатау и смежным районам Тянь-Шаня, эти порфириты следует рассматривать как

одну из составляющих единой свиты метаморфических сланцев, в силу чего отпадает надобность в их отделении от последней.

Вдоль северной границы метаморфической свиты проходит резкое орографическое понижение Кунгей-алатау, что совпадает также с резкой сменой пород: массивные породы водораздельной части ограничиваются полосой брекчий, севернее которой по долине Шаты выходят лишь флювиогляциальные галечники, из под которых кое-где выступают коренные породы, представленные известковистыми песчаниками карбона.

На карте группы Н. Г. Кассина возраст этих пород показан через символы $C_1 + C_2$. Сопоставляя свой маршрут по долине р. Шаты в 1915 г. с маршрутами 1933 г. по восточной оконечности Кунгей-алатау, в частности с маршрутом по долине р. Табулгаты Северной, автор настоящих строк считает более правильным указанные известковистые песчаники р. Шаты Северной отнести к среднему карбону, тем более что новые данные, относящиеся к долине р. Каинды (расположенной к востоку от Шаты и описанной ниже), по его мнению, оставляют очень мало оснований для отнесения их к нижнему карбону.

Наличие указанной полосы брекчий и стратиграфические соотношения отчетливо говорят о тектоническом характере контакта между свитой метаморфических сланцев с одной стороны и свитой карбоновых песчаников — с другой.

Северная рамка карты сечет долину р. Шаты Северной в пределах выходов известковистых песчаников в 8 *км* выше ее устья в Чилик.

Долина р. Каинды. Долина р. Каинды входит в состав описываемого листа лишь в своей верхней части. При описании ее долины помимо данных, опубликованных в работе группы Н. Г. Кассина (38), использованы новые данные студентки Ленинградского горного института М. С. Потаповой, собранные ею в порядке выполнения производственной практики в 1936 г.

Р. Каинды берет начало среди метаморфических сланцев (филлитов, серицито-хлоритовых сланцев и рассланцованных туфов и туфо-песчаников, в северной части сланцевой полосы встречаются также рассланцованные порфириты). В расстоянии шести километров от водораздела свита метаморфических сланцев сменяется выходом верхневизейских известняков (со *Spirifer bisulcatus* Sow.). Известняки круто падают на север. Контакт сланцев с известняками тектонический и выражен брекчией, состоящей из обломков пород метаморфической свиты и светлого кристаллического известняка, сцементированных серицитовохлоритовым цементом. На водоразделе между реками Каинды и Кепь-су-мерке, по данным М. С. Потаповой, видно, что контакт носит характер надвига метаморфических сланцев на карбоновую свиту; поверхность надвига здесь падает на юг под углом около 45°.

В расстоянии 0,75 *км* к северу от тектонического контакта метаморфической свиты с визейскими известняками М. С. Потапова описывает второй, также тектонический, контакт визей-

ских известняков с известково-песчаной свитой карбона, причем поверхность этого контакта, по ее данным, падает на юго-восток под углом 55°.

Свита известковых песчаников обнажается по р. Каинды до самого ее выхода из пределов листа. Падение песчаников позволяет наметить антиклинальную, широтного простирания, складку с погружающимся на запад шарниром. В ядре складки выходит небольшое обнажение визейских известняков. Возраст же известковых песчаников, гораздо шире развитых на северных склонах Кунгей-алатау и покрывающих верхневизейские известняки с небольшим угловым несогласием, правильнее относить к среднему карбону на основании найденных в них органических остатков в долине р. Табулгаты Северной (см. ниже).

У самого пересечения 43-ей параллелью долина р. Каинды подпружена обвалом, состоящим из пород известково-песчаной свиты карбона. Из сопоставления литературных данных и опросных сведений П. А. Грюше связывает образование этого обвала с землетрясением 1889 г. Сейсмическое происхождение обвала не может подлежать сомнению; не вполне доказанной остается только хронологическая его приуроченность к землетрясению 1889 г. (38, стр. 101).

Долина рр. Кара-булак. Две речки Кара-булак сбегают с северных склонов Кунгей-алатау двумя небольшими ручьями; севернее 43-ей широты они соединяются и общим руслом впадают в Чилик.

В верховьях западного Кара-булака выходят верхневизейские известняки *Sp. bisulcatus* Sow., находящиеся в тектоническом контакте с развитыми к северу от них известковистыми песчаниками среднего карбона. По данным М. С. Потаповой контакт здесь так же, как и в долине р. Каинды, имеет характер надвига, поверхность которого падает на юго-запад под углом 40°.

Аналогичная картина имеет место также и в верховьях восточного Кара-булака.

Система и левобережные притоки р. Кегеня-Чарына

Р. Чарын вытекает под именем Кегеня с южных склонов Кетменского хребта и лишь после того, как воды ее прорывают западную оконечность названного хребта ущельем Ак-тогой, течет на север под названием Чарына. На территорию нашего листа Кегень вступает лишь в северо-восточной его части и, пройдя по ней 200 *км*, снова выходит из ее пределов. В указанной части своего течения Кегень нигде не вскрывает коренных пород и долина его проложена исключительно среди рыхлых четвертичных отложений. Никаких сколько-нибудь значительных притоков справа в этой части своего течения он не принимает. Лишь в одном месте, в борту его широкой долины, в расстоянии около 2 *км* от его русла на территорию нашего листа заходят нижнекаменноугольные породы Кетменского хребта. Небольшая площадь их развития показана на карте

у пересечения ее северной рамки с меридианом 79°20′. Границы нанесены на основании данных карты группы Н. Г. Кассина (38), на которой здесь показаны порфиры, входящие в состав нижнекаменноугольной свиты Кетменского хребта.

Гораздо большее значение для нашего листа имеют левобережные притоки Кегеня, верховья которых почти целиком расположены на его территории. Среди них следует указать системы реки Каркары и трех рек Мерке. Хотя Каркара впадает в Кегень значительно выше сближенных между собой устьев рек Мерке, все же предпочтительнее начать описание с долин рек Мерке, дабы не прерывать описание северных склонов Кунгей-алатау. Общим именем Мерке называются три отдельные притока Кегень-Чарына, впадающие в него в месте его крутого изгиба у ур. Ак-тогой: западный из них называется Кень-су-мерке, средний — Орта-мерке и восточный — Четь-мерке.

Долина р. Кень-су-мерке (западный левобережный приток Чарына). Р. Кень-су-мерке берет свое начало среди моренных образований у водораздельной линии Кунгей-алатау. Современных ледников в ее вершине нет.

Коренные породы верховий Кень-су-мерке представлены серицитовыми сланцами, филлитами и подчиненными им туфами, песчаниками и рассланцованными порфиритами, переходящими в хлоритовые сланцы.

М. С. Потапова указывает для верховий Кень-су-мерке наличие тонкой вкрапленности пирита в темнозеленых, богатых хлоритом и серицитом сланцах. Аналогичное указание приводится также П. А. Грюше (38, стр. 102).

Так же, как в долинах, лежащих западнее, тектонический контакт отделяет метаморфические сланцы от песчаников среднего карбона. Пятью километрами ниже из-под среднекаменноугольных песчаников выходит узкая полоса визейских известняков, падающих на юго-восток по азимуту 165° ∠ 50°. С северной стороны известняков их контакт с песчаниками среднего карбона носит тектонический характер; по данным М. С. Потаповой, известняки наползают на известково-песчаную свиту карбона.

Эта полоса известковых песчаников образует весьма сложную систему складок и разрывов, вероятно надвигового характера. В ряде одного из антиклиналов, в расстоянии около 2 *км* от описанного тектонического контакта, из-под песчаников среднего карбона выходят визейские известняки. Падение крыльев: 1) на северо-запад ∠ 30° и 2) на юго-восток ∠ 60°.

После крутого поворота на восток долина р. Кень-су-мерке приурочивается к области шарниров антиклинали и может служить типичным примером «обращения рельефа». Северный борт ее почти широтной долины сложен песчаниками среднего карбона, падающими на север под углами 20—25°. Размываемые рекой песчаники северного борта круто обрываются к руслу реки, что создает несимметричный поперечный профиль долины (рис. 25).

Далее р. Кень-су-мерке, пересекаясь широтой 43°, выходит из рамок описываемой карты.

Долина р. Орта-мерке (средний левобереженый приток Кегень-Чарына). Река Орта-мерке берет свое начало среди моренных образований у водораздела Кунгей-алатау. Коренные породы представлены серыми гранитами, которые сменяются метаморфической свитой, круто падающей на юго-восток по азимуту 140°.

Ниже по течению реки появляются отделенные от метаморфических пород тектоническим контактом известняки и известковистые песчаники карбона: в известняках найдена коралло-

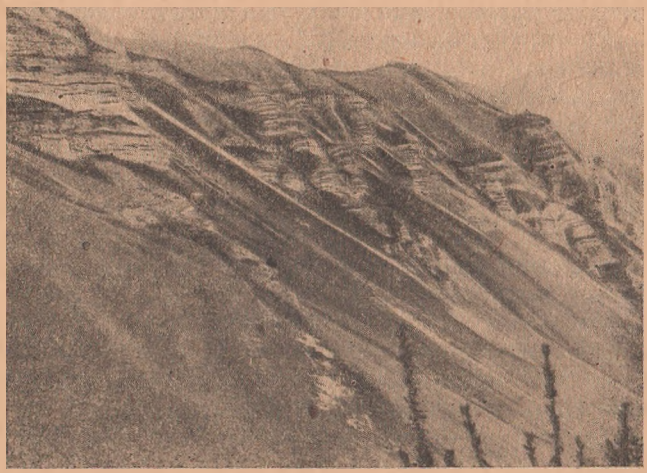


Рис. 25. Северный (левый) борт долины р. Кень-су-мерке. Фото П. А. Грюше.

вая фауна. Среди известковых песчаников прослеживаются два синклинальные перегиба, сопряженные с соответствующими антиклинальными перегибами.

В верховьях правобережного притока реки Орта-мерке, Токчи, на водоразделе с Кень-су (одна из составляющих Четь-мерке) среди метаморфических сланцев проходит полоса гранитов.

В работе группы Н. Г. Кассина (38, стр. 102 и 103) приведено более подробное описание строения долины Орта-мерке, но воспроизводить его здесь было бы излишне по той причине, что данные эти, вероятно достаточно точные в смысле литологии пород и элементов падения свит, совершенно не содержат в себе стратиграфического анализа. Из него можно только сделать заключение о наличии в долине Орта-мерке признаков налегания визейских известняков на эффузивы, что соответствует одному из двух фациально различных разрезов нижнего карбона.

Долина р. Кень-су. Восточный левобережный приток Кетень-Чарына р. Четь-мерке получается в результате слияния двух рек: Кень-су и Табулгаты. Р. Кень-су Северная может быть принята за главную составляющую Четь-мерке. В вершине Кень-су Северной хорошо выражены следы древнего оледенения, описанные П. А. Грюше в его статье (21).

Стенки ледниковых цирков, выступающий из-под морены ригель и водоразделы верховий Кень-су сложены серым биотитовым гранитом, который развит и вниз по течению на правом склоне долины, в то время как левые ее склоны сложены эффузивами нижнего карбона. Контакт эффузивно-туфовой свиты с гранитами тектонический (по надвигу). В 4 *км* выше устья своего небольшого притока, р. Чон-таш, Кень-су сечет амфиболиты, интрудированные кварцевым роговообманковым диоритом. У контакта со свитой эффузивов кварцевые диориты интенсивно катаклазированы.

Далее вниз по течению левые склоны долины целиком сложены эффузивами нижнего карбона, лишь по водоразделу сменяемыми гранитами. В двух километрах выше устья Чон-таша на левом склоне вдаются узким клином между гранитами и эффузивной свитой песчано-конгломератовые отложения нижнего карбона, на которые с севера надвинуты эффузивы, представленные здесь туфами кварцевого альбитофира. Выше по склону его сменяет туфовый конгломерат, состоящий из обломков туфа и глинистого сланца. Километром далее вверх по склону конгломераты сменяются сильно катаклазированным туфогенным аркозовым песчаником, обладающим кристаллически-зернистой, а отчасти кластической структурой. Зерна этого песчаника состоит из кварца, пертита, плагиоклаза, хлорита, серицита, апатита, рудных зерен, кальцита и туфовых частиц. Еще выше до самого водораздела Кень-су с Орта-мерке выходят такого же характера туфы и конгломераты, переслаивающиеся с покровами альбитофиров и порфиритов.

Почти от самого устья Чон-таша и полукилометром ниже устья р. Бересана сплошной полосой выходят породы песчано-конгломератовой свиты нижнего карбона, которые здесь представлены серыми или желтоватыми песчаниками, почти широтного простирания с изменяющимся углом падения около 70°. Наличие боковых кайов, стекающих с левого склона, показывает, что выше песчаников лежат эффузивно-туфовые породы.

Против устья Бересана выходят сильно глинистые немые известняки, согласно лежащие на аркозовых и полимиктовых песчаниках, состоящих из зерен кварца, микроклина, плагиоклаза, кальцита, обломков кварцита, плагиоклазового порфирита и кварцевого диорита. Известняк падает почти на север по азимуту 5° ∠ 45°. Двумя километрами ниже мы видим переслаивание грубозернистых аркозовых песчаников с песчано-глинистым серицитизированным цементом с песчанистыми сланцами, падающими по азимуту 175° ∠ 70°. В нескольких стах метрах от него выходят совершенно другого типа песчаники,

ближе подходящие по внешнему облику к среднекарбоновым, круто падающие по азимуту 45°.

Песчаники такого типа слагают оба склона р. Кень-су на протяжении четырех километров, после которых долина довольно резко расширяется и дальше на восток правые ее склоны вовсе не имеют обнажений, а водораздельное пространство между р. Кень-су и р. Табулгаты имеет вид сглаженной слабохолмистой местности, скрытой под покровными флювиогляциальными галечниками.

На левом склоне р. Кень-су, также сильно задернованном, имеются отдельные редкие выскаления альбитофиров, переслаивающихся с песчаниками, конгломератами и известняками, среди которых найдена фауна: *Schizophoria resupinata* Phill., *Streptorhynchus crenistria* Phill., *Chonetes sulcata* Kon., *Productus plicatilis* Sow., *Pr. nystianus* Kon., *Pr. undiferus* Kon., *Pr. multituberculatus* Jan., *Productus* sp., *Spirifer integricostae* Phill., *Reticularia lineata* Mart., *Athyris planosulcata* Phill., *Dielasma hordeaceum* Kon., *D. sacculus* Mart., *D. hostatum* Sow.

У самого устья р. Кень-су, недалеко от слияния ее с рекой Табулгаты Северной, имеются выходы катаклазированного альбитофира с типичной кластической структурой; зона катаклаза прослеживается и выше по склону (на 400 *м*). Выше этого обнажения, вверх по склону, выходят порфиритовые туфы, падающие по азимуту 250° ∠ 35°; их с видимым согласием подстилает светлосерый зернистый, местами плотный известняк, переслаивающийся с плотным совершенно черным известняком. Известняк вполне отчетливо падает по азимуту 235° под углом 20—25°. В нем найдена фауна: *Streptorhynchus* sp., *Productus marginalis* Kon., *Pr. antiquatus* Sow., *Pr. striatus* Fisch., *Pr. concinnus* Sow., *Pr.* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Pr. desimilis* Kon., *Pr.* ex gr. *Cora*, *Pr. fimbriatus*, *Pr. plicatilis* Sow., *Pr. Grünewaldti* Krotow., *Productus* sp., *Rhynchonella pleurodon* Phill., *Camarophoria rhomboidea* Ph., *C. globulina* Ph., *Spirifer striatus* Sow., *Spirifer* sp., *Brachythyris* sp., *Reticularia rostrata* Kut., *R. lineata* Mart., *Martinia decora* Phill., *Bellerophon* sp., *Encrinites*, *Rugosa*, *Phillipsia* sp., *Dielasma hostatum*, *D. sacculus* Mart.

Выше уже почти по самому водоразделу с бассейном р. Орта-мерке, среди известняков отмечены прослои серого известковистого песчаника с туфовыми частицами.

Р. Чон-таш (правый приток р. Кень-су). В верховьях р. Чон-таш имеются три ледниковых цирка, выполненных моренными отложениями, описанными П. А. Грюше (21).

Верховье и среднее течение Чон-таша сложено биотитово-микроклиновыми гранитами, постепенно переходящими в серые биотит-роговообманковые диориты. В нижней части долины на диорите лежат конгломераты, состоящие из галек зеленых метаморфических сланцев, кварца, гранита и эффузивных пород; конгломераты покрыты светлосерыми тонкозернистыми песчаниками с глинистым цементом. Элементы залегания этих песчани-

ков и конгломератов выяснить не удалось; они с видимым согласием покрываются вторым комплексом конгломератов и аркозовых песчаников, на которых лежат темносерые, почти черные, весьма плотные известняки с фауной: *Productus* ex gr. *giganteus* Mart., *Productus* Mart. Известняки падают почти на север аз. 5° ∠ 70°. На известняках лежат конгломераты с галькой гранита и эффузивов, сцементированных аркозовым цементом.

Р. Бер-коша (правый приток Кень-су Северной). В самых верховьях Бер-коша еще остались следы минувшего оледенения, которые выражены в виде трогового дна долины, заполненной моренным материалом. Ниже по течению долина принимает эрозионный профиль. Недалеко от устья река течет в ущелье с обрывистыми склонами.

Верховья долины сложены серыми и розовыми микроклиновыми гранитами. В 5 *км* от устья реки гранит интенсивно катаклазирован и рассечен аплитовой жилой. Несколько севернее от предыдущего обнажения река пересекает метаморфическую свиту, интрудированную тем же микроклиново-биотитовым гранитом. Породы здесь представлены слюдистыми, ороговикованными, оруденелыми, кремнистыми сланцами, состоящими из кварца, биотита, серицита, хлорита, магнетита (а, возможно, и титаномагнетита), иногда с турмалином и вторичным кальцитом. Часто породы даже в шлифе рассечены многочисленными кварцевыми жилками, менее часто попадаются офикальциты или ожелезненные мраморы с кристаллически-зернистой структурой. Все эти породы стоят на головах и имеют не совсем ясное широтное простирание. Среди них проходит сброс, имеющий простирание, близкое широтному, причем трещина его выполнена оледенелой брекчией.

На породах метаморфической свиты и на гранитах западных склонов Бер-коша лежит свита конгломератов и грубых песчаников, падающих по азимуту 230° ∠ 70—75°. В конгломерате собрана галька, состоящая из песчаника, метаморфических пород, эффузивов и кварца, причем поражает полное отсутствие гальки гранита и известняка.

Устье р. Бер-коша сложено известковистыми песчаниками, переслаивающимися с темносерыми плотными несколько глинистыми известняками. Известняки и песчаники падают по азимуту 140—150° ∠ 60°. Песчано-конгломератовая толща с прослоями известняков по возрасту относится к нижнему карбону, на что указывают фаунистические находки по соседней реке — Чон-таш.

Р. Табулаты Северная (восточная составляющая р. Четы-мерке). Верховья долины р. Табулаты Северной, у перевала того же названия, сложены розовыми биотитовыми гранитами.

Тремя километрами северней перевала Табулаты река течет неширокую полосу травянистых кремнистых сланцев; контакт сланцев с гранитами задернован, а сами кремнистые сланцы выступают лишь небольшими выделениями из-под мощных наносов, покрывающих дно долины. Лог, по которому спускается

дорога с пер. Табулгаты, в нижних своих частях выполнен красноцветными глинистыми породами, лежащими как на сланцах, так и на налегающей на них свите песчаников среднего карбона.

Песчаная свита среднего карбона представлена, главным образом, полимиктовыми песчаниками со слюдисто-глинистым цементом, чаще всего обладающим неравномерно-зернистой псамитовой структурой. В минералогическом отношении они состоят из зерен кварца, полевых шпатов, чешуек мусковита. Одним километром севернее полосы кремнистых сланцев этот полимиктовый песчаник падает по аз. 130° ∠ 40°. Еще километром ниже по течению обнажается серый аркозовый песчаник, имеющий пса-

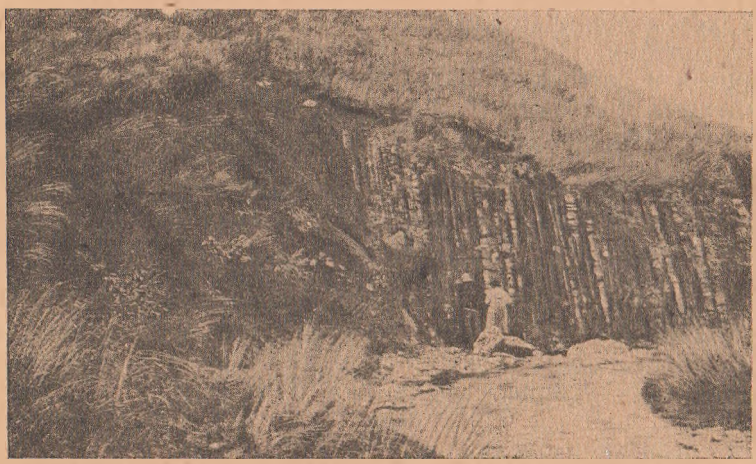


Рис. 26. Свита среднего карбона по р. Табулгаты Северной в пункте, где были найдены растительные остатки. Фото П. А. Грюше.

митовую структуру и состоящий из кварца, микроклина, плагиоклаза, рудных минералов и лейкоксена, сцементированных известковистым цементом. Песчаник имеет падение на юго-запад по аз. 230° ∠ 70—80°. Далее вниз по течению склоны долины сложены такого же типа песчаниками с часто изменяющимися элементами залегания.

У слияния главных истоков р. Табулгаты среди песчаников виден прослоек в несколько метров мощностью зеленоватого кремнистого, серицитизированного сланца, сменяющийся далее опять теми же однообразными песчаниками, падающими на северо-восток по аз. 15° ∠ 60°.

Километром севернее этого слияния среди черных углистых песчаников, переслаивающихся с такого же цвета глинистыми сланцами и известняками, найдены растительные остатки, среди которых А. В. Садковой удалось определить *Calamites suckowi* Sternb., который достаточно определенно характеризует сред-

ний карбон. У впадения р. Табулгаты в р. Четь-мерке коренные породы скрываются под сплошным покровом склонов долины.

Долина р. Четь-мерке. Река Четь-мерке получает свое название после слияния рек Кень-су и Табулгаты Северной. Начало долины Четь-мерке сложено катаклазированными альбитофирами. Здесь в месте слияния рек Табулгаты и Кень-су видны крайние (с восточной стороны) выходы катаклазитов, сопровождающих собой большую зону разлома, проходящую вдоль всего левого берега Кень-су Северной.

По катаклазитам Четь-мерке течет около 1 *км*, после чего вступает в узкий каньон, прорезанный в горах Бес-кара-гайдын (рис. 27). В пределах каньона катаклаз пропадает, и эффузивы

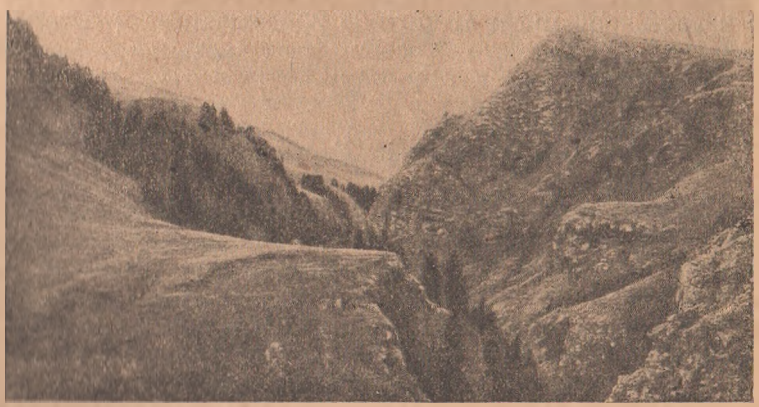


Рис. 27. Каньон р. Четь-мерке в горах Бес-кара-гайдын. Фото П. А. Грюше.

принимают нормальный вид. Вполне определенные элементы залегания этой эффузивной свиты видны километром ниже начала каньона, где малиновые альбитофиры (судя по флюидальности) падают по азимуту 140° ∠ 10°, а отдельности падают по азимуту 90° ∠ 70° и азимуту 145° ∠ 60°.

Двумя километрами далее на север стенки каньона выполаживаются. В начале этого расширения выходит слоистый альбитофировый туф, имеющий обычную фиолетово-малиновую окраску. В северном конце этого расширения долины проходит разлом, выражающийся наличием второго тектонического контакта между темными массивными темносерыми известняками и бурыми альбитофирами. Альбитофир близ контакта энергично катаклазирован и рассечен многочисленными трещинками, выполненными кальцитом и кварцем. Микроскопически в породе обнаруживается огромное число микротектонических нарушений. Зона катаклазированных альбитофиров имеет мощность в несколько десятков метров. Образцы, непосредственно взятые из

контакта, показывают типичную брекчию трения, состоящую из остроугольной формы кусков известняка и эффузивов, сцементированных кальцитом. Известняк имеет видимую мощность около ста метров; простирание его точно широтное, при угле падения близком к вертикальному. Известняк сменяется эффузивами и второй узкой полосой известняка, подстилаемой перемежающейся свитой известковистых песчаников, песчаников и известняков. Эта свита слагает северную часть каньона перед следующим расширением долины, тянущимся почти до самого устья реки. Известково-песчаная свита отчетливо падает на северо-восток под углом 50—55° и имеет видимую мощность около 200 *м*; истинная, вероятно, гораздо больше, но скрыта под наносами.

В расширенной части долины проходит замаскированная наносами гряда известняков, содержащих фауну: *Productus teres* M. Wood., *Pr. marginalis* Kon., *Pr. undiferus* Kon., *Encrinurus* Гряда известняков имеет широтное простирание

Северная рамка листа К-44-А сечет каньон р. Четь-мерке в 4 *км* от ее впадения в Кегень-Чарын.

Система р. Каркары

Впадающая в Кегень вне пределов нашего листа р. Каркара получает свое название после слияния рек Б. Джаланача и Кок-джара; обе указанные реки изобилуют многочисленными притоками, в силу чего при описании их долин мы выделяем их в обособленные речные системы Б. Джаланача и Кок-джара-Каркары. Описание системы Б. Джаланача и района перевала Зиндан сделано П. А. Грюше; им же составлено описание левобережных притоков Каркары и разреза гор Чуль-адыр; система Кок-джара, район перевала Сарт-джол и правобережные притоки Каркары описаны С. С. Шульцем.

Система р. Большой Джаланач

Р. Б. Джаланач берет свое начало у перевала Эчкеле-таш, имеющего высоту 3620 *м*. Перевал сложен серицитово-хлоритовыми сланцами, отчетливо падающими по азимуту 350° ∠ 55°. Среди трещин отдельности выделяется одна система, секущая сланцы вкрест простирания и падающая по азимуту 260° ∠ 70°; с нею совпадает серия многочисленных кварцевых жил.

В 3,5 *км* от перевала, в коренных выскалениях левого берега долины выступают граниты, интрудирующие сланцы. Пятью километрами ниже на левом берегу снова на коротком протяжении появляются прорванные гранитами те же сланцы, что и на перевале. Очевидно здесь мы имеем апофизу гранитного тела.

Немного ниже гранитного тела характер сланцевой свиты изменяется: пропадают хлоритовые сланцы, заменяясь филлитовыми глинистыми сланцами, иногда разбитыми своеобразными отдельностями, придающими им волокнистый вид. Ближе к устью

Ашу-айрыка среди сланцев часто попадаются прослойки тонкоплитчатых известняков. Простирание всей этой филлитово-сланцевой свиты, стоящей здесь на головах, почти широтное. По возрасту она условно принята за верхний силур на основании соображений С. С. Шульца, в район работ которого она уходит восточнее рамки нашего листа (102).

Р. Ашу-айрык (левый приток Б. Джаланача). Интересный разрез прослежен в левом борту средней части течения Ашу-айрыка. Здесь на водоразделе с р. Ак-су-керюсу выходят красные граниты, к которым почти по вертикальной линии притыкаются сланцы «кок-джарской» свиты. В гранитах никаких ксенолитов и шлиров замечено не было, хотя на водоразделе они и были прослежены на протяжении 2 *км*.

Граниты разработаны ледниковыми агентами и среди них имеется цирк, из которого, как из подвешенных долинок, круто спускается небольшой ручеек. При спуске из подвешенной долины только в осыпях найдены куски порфиритов, иногда имеющих миндалекаменную текстуру. В коренных же выходах встречены массивные порфириты, в нижней части спуска приобретающие рассланцованность и покрывающие хлоритовые конгломератовидные глинистые сланцы, имеющие общее падение на север ∠ около 60°.

Около устья Ашу-айрыка с правой стороны в него впадает небольшой, но сильно ветвящийся в своих вершинах, приток, не имеющий на карте определенного названия. Образованные его ветвящимися вершинами довольно пологие холмы обозначены на карте под названием ур. Джон-голод.

В южной части ур. Джон-голод около крутых склонов главного водораздела Терскей-алатау выходят серые известково-хлоритовые, стоящие на головах, сланцы, имеющие простирание по азимуту 100°. Этими же сланцами, вероятно, сложен и водораздел.

В западной части ур. Джон-голод у водораздела его с долиной р. Тюпа появляются граниты, интрудирующие сланцы. Поскольку видно с водораздела, полоса гранитов сильно расширяется и довольно быстро «выклинивается» на восток. Примыкающие к северной границе гранитов сланцы сильно окварцованы и чрезвычайно круто падают на север.

Описанные соотношения сланцевой свиты с гранитами, а равно и их внешний вид говорят о близости этой свиты к свите, выделенной С. С. Шульцем под названием свиты «хлоритовых сланцев», условно входящих в состав верхнего силура (99, 102).

В нижней части водораздела между р. Ашу-айрык и ручьем ур. Джон-голод выходят типичные глинистые сланцы, листоватые, слегка зеленоватые, но в общем имеющие серую окраску. Они падают также на север ∠ 70°. В нижней части склона со стороны Джон-голода эти сланцы разбиты по всем направлениям кливажем и по своему внешнему виду весьма напоминают сланцы перевала Кашка-тер, находящегося на территории смежного с нашим с востока листа (К-44-А юго-восточная четверть). По

данным С. С. Шульца сланцы Кашка-терского перевала имеют нижнекаменноугольный возраст (99, 102).

Единственным соображением, помимо внешнего вида и чрезвычайно слабой метаморфизации, позволяющим принять сланцы северной части ур. Джон-голод за нижнекарбоновые, является совпадение их простирания с нижнекарбоновой свитой, развитой и к западу (в долинах Тюпа и верховий Кара-кыра). Крутые же углы их наклона здесь, совершенно не соответствующие пологому залеганию аналогичных сланцев в упомянутых долинах, осложняют такое сопоставление.

По Ашу-айрыку проходит торная кочевая тропа, пересекающая долину Б. Джаланача у устья Ашу-айрыка.

Расположенный на восточном продолжении указанной тропы безымянный перевал в верховья Турука сложен перемежаемостью разноцветных (черных, зеленых, красных) глинистых сланцев с маломощными (до 10 *м*) пропластками сланцев, сильно обогащенных хлоритом, переходящими в хлоритовые. Все они очень круто падают к северу. В 2 *км* севернее этой тропинки на крутом водоразделе между Б. Джаланачем и Туруком опять выступает глинисто-сланцевая серия с пропластками известняков и хлоритовых сланцев. Здесь свита падает также чрезвычайно круто, имея азимут падения 335° ∠85°.

Далее на продолжении 6 *км* долина Б. Джаланача не имеет коренных выходов, и судить о породах, ее слагающих, можно только по материалу осыпей, спускающихся с ее высоких и крутых бортов, сплошь заваленных делювием и поросших травой. Наблюдения над осыпями дают следующие данные относительно этого участка долины: уже описанные глинистые и хлоритовые сланцы с перемежаемостью известняков сменяются песчаниками сине-зеленого цвета, которые постепенно, по мере движения вниз по реке, переходят в конгломераты. Эти конгломераты имеют также синевато-зеленую окраску и состоят вначале из мелкой и сильно окатанной кремневой гальки, но постепенно размеры гальки увеличиваются (хотя окатанность ее остается столь же слабой) и в осыпях наряду с кусками конгломерата начинают все в большем и большем количестве попадаться крупные валуны сначала белых, а затем розовых гранитов.

Небольшой боковой маршрут по р. Ак-сур-керюсу, расположенной между Б. Джаланачем и верховьем М. Джаланача, объясняет происхождение этих гранитов. Все урочище Ак-сур-керюсу завалено мощной мореной, сплошь состоящей из гранитов; стенки ледникового цирка также сложены гранитами. Этот гранитный массив, очевидно имеющий здесь свою восточную оконечность, продолжается все расширяющейся полосой к западу, в долину Тюпа, где его ширина достигает 8 *км*; еще западнее, уже в верховьях Джаргалана, на этот гранит, повидимому, трансгрессивно налегают обрывки известняков с фауной самарского яруса.

По северной границе этих гранитов от перевала Арпа-тер прямо на восток идет узкая полоса хлоритизированных порфи-

риговых и сланцевых пород, сильно окремненных, с которыми граниты образуют магматический контакт. Но эта интрузия также сопровождает собою тектоническую линию. Оставив в стороне тектонические соотношения, можно с достаточной уверенностью говорить о более юном возрасте интрузии, чем сланцев пер. Арча-гер.

Мыс, образующийся между М. и Б. Джаланачем, представлен песчаниками и конгломератами среднего карбона, с южной стороны отделенного разрывом от интрудированных гранитом метаморфических пород «кок-джарской» свиты. Бо́льшая часть левого борта р. М. Джаланач также сложена песчаниками и конгломератами, подчас весьма грубыми, но в верховьях М. Джаланача песчаники сменяются сильно окремнелыми и рассланцованными породами, среди которых перемежаются измененные порфириты и серицитовые сланцы. К югу от перевальной точки в контакте с гранитами выходят роговики.

Против описанных гранитов лога Ак-сур-керюсу на правом берегу р. Б. Джаланач выходят только одни сланцевые свиты. Таким образом в этой части долины Б. Джаланач большой гранитный массив, развитый к западу от нее, заканчивается.

У устья Б. Джаланача, в правом его борту, обнажаются гипсоносные мергели и глины, относящиеся к среднему карбону, как то будет видно при описании низовий Кок-джара.

Район перевала Зиндан. Перевал Зиндан расположен к западу от слияния рек Б. Джаланача и Кок-джара. При начале подъема на перевал, приблизительно в 1 *км* ниже устья Б. Джаланача по левому берегу Каркары выходят граниты, находящиеся в непосредственной связи с гранитами перевала. Эти же граниты видны и по правому берегу Каркары, где на них налегает свита красных песчаников, покрытых в свою очередь гипсоносной свитой среднего карбона.

Перевал Зиндан состоит из двух вершин. На первой (восточной) перевальной точке перевала Зиндан выходит гряда сильно дробленых и местами рассланцованных немых известняков, мощностью 15—20 *м*.

С северной стороны к известнякам примыкают граниты; контакт замыт, но в кромке известняков, обращенных к граниту, заметна небольшая мраморизация, кроме того известняк здесь сильно брекчиирован и в нем были найдены пирит, гематит и окисленные медные руды. Спуск с восточной вершины перевала Зиндан в безымянный лог идет по гранитам, точно так же, как и подъем ко второй (западной) вершине перевала; расстояние между этими двумя вершинами 4 *км*. На западной вершине перевала Зиндан выходят граниты, к которым с северной стороны примыкают известняки, падающие здесь на СВ 10° ∠ 50°; известняки здесь содержат фауну хористидов. На гранитах, подстилая известняки, лежит аркозовый песчаник. При спуске в долину Учкашка на поросших травою склонах видны карстовые воронки, в которых попадаются куски гипса.

Система р. Кок-джар-Каркары [1]

Долина р. Кок-джара. Р. Кок-джар начинается двумя истоками у перевалов Кашка-тер и Минг-тур за пределами описываемого листа. Она входит в юго-западную четверть листа К-44-А близ устья правого своего притока р. Туз, имея здесь широкую долину, выполненную четвертичными отложениями.

Ниже устья р. Тиек русло р. Кок-джар, следуя вдоль слоя среднекаменноугольных известняков, врезывается в дно долины, а ниже устья р. Джаланач описываемая река, приобретая здесь название р. Каркара, входит в глубокое непроходимое ущелье.

Выйдя из ущелья, р. Каркара расширяет свою долину и, образуя ряд террас, минует холмистый ландшафт области развития третичных отложений. Далее река течет в невысоких берегах по плоской равнине до северной границы листа. Склоны ее немного повышаются здесь только в районе гряды Чульадыр.

Близ устья р. Туз р. Кок-джар пересекает контакт между развитой выше по течению «кок-джарской» свитой хлоритовых сланцев и лежащей к северу от нее свитой среднего карбона. Судя по тому, что в выходах левого склона долины р. Кок-джар нижние горизонты карбоновых конгломератов состоят в значительной степени из гальки хлоритовых сланцев, среднекаменноугольные породы должны лежать здесь на размытой поверхности последних. Но на правом склоне Кок-джара, в наиболее северных выходах, хлоритовые сланцы милонитизированы, повидимому в связи с тектоническими подвижками, прошедшими здесь вдоль контакта их со средним карбоном.

Пестро окрашенные среднекаменноугольные отложения слагают ниже устья р. Туз оба склона долины Кок-джара на протяжении более 20 *км*. Для характеристики этой свиты может служить описываемый ниже геологический разрез, пересекающий долину Кок-джара в 4 *км* ниже устья р. Туз и идущий от перевала Оролмо на юге до перевала Тиек на севере (рис. 28).

В южной части разреза выходит свита зеленовато-серых серицито-хлоритовых сланцев и аркозовых песчаников. Замеры падений пород, слагающих эту свиту, позволяют нам построить опрокинутую на север антиклиналь и вычислить мощность свиты, равную около 1500 *м*. (Такая мощность более или менее совпадает с вычисленной по разрезу истоков Туюк-какпака мощностью свиты серицито-хлоритовых сланцев в юго-восточной четверти листа К-44-А.) Бо́льшая, северная часть разреза сложена среднекаменноугольными конгломератами, песчаниками и мергелями. Соединяя замеры падений среднего карбона, мы получаем в разрезе через долину р. Кок-джар крупную синклинальную складку с совершенно одинаковыми мощностями обоих крыльев, равными 3850 *м*.

Непосредственного контакта свиты хлоритовых сланцев и

[1] С. С. Шульц.

среднего карбона по профилю мы не наблюдали, но судя по падениям тех и других в ближайших обнажениях в долине р. Кичик-оролмо свита эта залегает без видимого углового несогласия.

В основании разреза среднего карбона выходят крупногалечные конгломераты, обогащенные серицито-хлоритовым материалом нижележащей свиты и потому имеющие зеленовато-серый цвет и серицито-хлоритовый цемент. Галька конгломератов состоит главным образом из известняка и серицито-хлоритовых сланцев. Севернее конгломераты приобретают розовато-серый цвет, становятся более мелкогалечными и переслаиваются

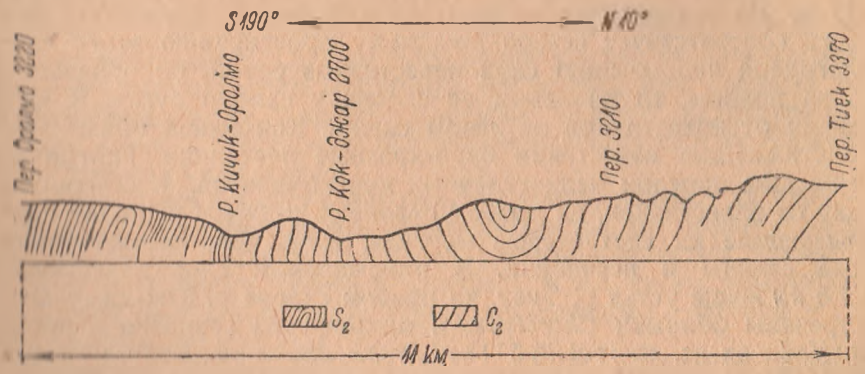


Рис. 28. Разрез по Кок-джару от пер. Оролмо до пер. Тиек.

с такого же цвета аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Обнажения конгломератов и песчаников на левом склоне Кок-джара совершенно тождественны выходам среднего карбона в разрезе по р. Туюк-какпак (99). Вычисляя мощность конгломератов и грубозернистых песчаников в описываемом разрезе, мы получаем 1350 *м*, и если считать, что ими же сложена под аллювиальными наносами и долина р. Кок-джара, то цифра эта должна быть увеличена до 2000 *м*.

Стратиграфически выше розовато-серых грубозернистых песчаников на правом склоне Кок-джара выходят хорошо слоистые светло-серые, тонкозернистые песчаники и мергеля. Они же слагают разрез среднего карбона и в северном крыле синклинали вплоть до перевала Тиек. В 800 *м* к юго-западу на перевале среди них был встречен выход тонкоплитчатого серого и розового гипса.

На перевале Тиек выходят подстилающие средний карбон нижнекаменноугольные известняки. Судя по замерам падений в основании северного крыла складки среднего карбона мы, так же как и в южном крыле, имеем видимое угловое согласное залегание его на подстилающих породах (в данном случае на известняках C_1).

Еще убедительнее, чем отдельные замеры, об отсутствии

здесь угловых несогласий между нижним и средним карбоном говорит нам общий характер контакта, изгибы которого согласно повторяются выходящими по обе его стороны пластами.

Ниже описанного разреза на склонах долины Кок-джара средний карбон представлен такими же конгломератами, песчаниками и мергелями, светлосерыми на правом склоне и розовато-серыми и даже красными на левом. Конгломераты содержат гальку красного гранита, серицито-хлоритовых сланцев, известняков (среди них была встречена галька с фауной визе), песчаников, глинистых сланцев, кварцитов, кварца и пр.

Ниже устья р. Куянды в свите среднего карбона появляется слой плотных серых известняков, достигающий мощности около 200 *м*. На протяжении более 8 *км* течение р. Кок-джар в точности соответствует северо-западному простиранию этого слоя. Благодаря пересечению слоя известняков рекой, он обнажается то на правом, то на левом ее склоне у самого русла. К юго-западу от известняков на левом склоне Кок-джара обнажаются подстилающие известняки буро-красные песчаники, иногда содержащие прослои мелкогалечных конгломератов. К северо-востоку от известняков, на правом склоне Кок-джара выходят перекрывающие их светлосерые мергеля, известково-песчано-глинистые сланцы и песчаники. В описываемом слое известняков в 1,5 *км* выше устья р. Тиек, на правом склоне р. Кок-джар были встречены обломки *Choristites* и микрофауна среднего карбона: *Staffella* ex gr. *struvei* Möller, *Archaediscus* sp., *Endothyra* sp. и *Staffella* sp. ex. gr. *mathildae* Dut. Фауна плохой сохранности была обнаружена в этом же слое известняков и на левом берегу Кок-джара в 1 *км* к северу от перевала Кызыл-майнок.

Полоса известняков непрерывно тянется до устья правого притока Кок-джара — р. Кызыл-тор, нижнее течение и долины левых притоков которого сложены сильно здесь дислоцированным средним карбоном. В 1,5 *км* выше устья Кызыл-тора близ русла его появляются выходы серых биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Метрах в 50 от них (восточнее и выше по крутому склону) обнажаются переслаивающиеся серые и фиолетово-серые известняки и грубозернистые розовато-серые аркозовые песчаники, падающие на юг 170° под углом 45°. В известняках встречена микрофауна: *Orobias* ex gr. *struvei* Brady, *Orobias* sp. nov., *Archaediscus karreri* Brady, *Endothyra parva* Möller, *Globivalvulina bulloides* Brady.

Как мы увидим ниже, севернее, на перевале Сарт-джол, средний карбон трансгрессивно лежит на гранитах. Но в данном случае, несмотря на то, что непосредственного контакта гранитов и среднего карбона мы не наблюдали, надо думать, что он тектонический, так как здесь выпадают базальные конгломераты карбона.

Непосредственно ниже устья р. Кызыл-тора р. Кок-джар резко поворачивает на юго-запад, а затем, приняв слева два крупных притока — Турук и Джаналач и снова повернув на северо-запад, входит в непроходимое ущелье.

Участок долины Кок-джара между Кызыл-тором и входом в ущелье сложен известняками и красными конгломератами среднего карбона. Кроме этих широко развитых и выше по Кок-джару пород мы встречаем здесь значительные выходы гипса. Обнажения гипса наблюдались близ устья Кызыл-тора на правом его склоне, близ устья Турука на левом склоне последнего и наиболее крупные на обоих склонах Кок-джара близ устья Джаналача. Обнажения гипса достигают здесь относительной высоты до 150 *м*. В некоторых участках гипс совершенно чистый и переходит в ангидрит, в других он рыхлый, непрозрачный и содержит примеси и тонкие прослои глины. Гипсы во всех обнажениях очень сложно и сильно перемяты, благодаря чему судить о мощности их весьма трудно.

Район перевала Сарт-джол. В 2 *км* ниже средний карбон на склонах долины Кок-джара сменяется розовато-серыми порфировидными гранитами. Вероятно, ими сложено все находящееся ниже ущелье Каркары. Ввиду недоступности ущелья нами был сделан обход его по правому склону Каркары через перевал Сарт-джол.

Поднимаясь от русла Каркары по тропе, идущей на перевал к северу от описанных выше обнажений гипса, мы видим выходы красновато- и зеленовато-серых песчано-глинистых сланцев, а затем песчаников, севернее которых, в 2,5 *км* от Кок-джара, находится прослой плотных серых известняков, с фауной среднего карбона.

Севернее известняков выходят серые катаклазированные биотитовые и биотит-роговообманковые порфировидные граниты, тянущиеся на протяжении около 1,5 *км*. Граниты содержат темные шлиры и секутся жилами розового аплита. Контакт гранитов с выходящим южнее средним карбоном, повидимому, тектонический. В то же время севернее, сначала в верхних частях склонов, а затем и у перевальной тропы, видно трансгрессивное залегание на этих же гранитах красных аркозовых песчаников с галькой аплита и катаклазита гранитов и согласно лежащих на них серых известняков, падающих на северо-восток 40—45° под углом 20—30°. В 500 *м* от перевала в выходящих здесь известняках была собрана фауна хориститов.

На перевале Сарт-джол обнажаются рассланцованные и раздробленные карбонатизированные милониты, которые по северному склону перевала образуют целую зону различно окрашенных и иногда нацело раздробленных катаклазированных пород.

Вообще весь район перевала Сарт-джол представляет собою зону неоднородных и крупных разломов, для выяснения последовательности и характера которых потребовалась бы детальная съемка. Проведенные же нами геологические границы, ввиду сложности этого участка и наличия в нашем распоряжении материала лишь вдоль одного и притом очень беглого маршрута, являются только схемой.

Долина р. Каркары. На правом склоне лога, по которому спускается тропа к месту выхода р. Каркары из ущелья, встре-

чены были выходы светлосерых известняков и красных аркозовых конгломератов с галькой известняка и гранита, а близ устья этого лога, в долине р. Каркары обнажаются розовато-серые биотит-роговообманковые порфировидные граниты, с крупными до 6 *см* фенокристаллами розового микроклина.

В 700 *м* ниже устья этого лога, среди выходов таких же гранитов, поперек долины Каркары протягивается полоса светло-серых плитчатых известняков, падающих на северо-запад 305—325° под углом 55—70°. Ширина полосы известняков вкрест простирания около 200 *м* (рис. 29). Исследуя контакт этих известняков с выходящими выше по течению гранитами на правом склоне Каркары, мы видим, что нормальные розовато-серые микроклиновые, биотитовые граниты, по мере приближения к контакту, превращаются в мелкораздробленную катаклазированную породу красного цвета. Близ самого контакта катаклазиты гранита секутся рядом жил аплита, мощностью в 2—3 *см*, падающих на юго-восток 120° под углом 60°. В 65 *м* на северо-запад от катаклазитов гранита выходят известняки, падающие на северо-запад 318° под углом 70°. Между обнажениями известняков и гранитов на задернованном склоне находятся выходы ключей, содержащих холодную, но сильно минерализованную воду. Находящиеся к северу от выхода известняков граниты также катаклазированы.

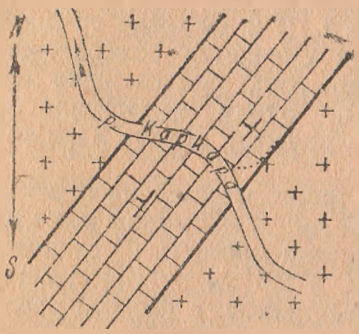


Рис. 29. Полоса известняков среди гранитов на р. Каркаре.

В 350 *м* ниже по течению, перед самым выходом Каркары из гор, на обоих склонах долины, дробленые граниты пронизаны жилками кальцита, а местами превращены в брекчию трения, состоящую из кусков известняка, со включенными в них обломками гранита.

Не имея возможности выделить в масштабе карты описанную выше, тектонически зажатую в гранитах полосу известняков, а также многочисленные разломы, наблюдавшиеся в долине р. Каркары близ выхода ее из гор, мы схематически изображаем их одной тектонической линией.

Ниже крутого уступа, отделяющего горы от предгорий, на правом склоне р. Каркары, у устья лога, впадающего справа, выходят красно-бурые глинистые песчаники с зеленовато-серыми песчанистыми прослоями, падающие на северо-запад 295—315° ∠ 70—75°. По указанию П. А. Грюше, породы эти совершенно тождественны юре Иссык-кульского бассейна. Оконтурить юру на карте мешает сильная задернованность склонов.

Восточнее, вдоль подножья, сложенного палеозоем уступа гор, мы лишь изредка встречали выходы оползших красных глин, которые могли с одинаковым успехом получиться от раз-

мыва как юрских, так и третичных толщ. Такие же глины были встречены и в долине р. Каркары в 3 *км* ниже выхода юры.

Еще в 1,7 *км* ниже на левом склоне Каркары выходят красные глины и зеленовато-серые песчаники с тонкими прослоями конгломератов, падающие на юго-запад 210° ∠ 40—50°. В гальке конгломератов: известняк, гранит, черный кремнистый сланец, красные песчаники среднего карбона, кварц. Общий характер свиты и наличие в ней гальки гранита делают наиболее вероятным определение ее возраста как третичного.

Такие же красноцветные третичные глины, полимиктовые песчаники и конгломераты слагают в предгорьях долину р. Каркары вплоть до выхода ее в обширную впадину, сложенную четвертичными отложениями. Третичные породы всюду сохраняют южное падение.

У самого выхода из предгорий на правом склоне р. Каркары, в третичных глинах была встречена микрофауна плохой сохранности.

Невысокий, но крутой уступ, отделяющий предгорья от Каркаринской впадины, имеет, повидимому, тектоническое происхождение. Микроскопическое исследование цемента выходящего здесь конгломерата указывает на явные следы катаклаза. Наблюдения над террасами долины р. Каркары и незначительных ее правых притоков указывают на то, что разлом, обусловивший образование этого уступа, произошел в четвертичное время.

К северу от указанного уступа р. Каркара протекает по равнине, сложенной четвертичными аллювиальными отложениями и только в гряде Чуль-адыр вскрывает выходы неогена.

Правые притоки р. Каркары (р. Кур-каркара и Джель-каркара) [1]

Рр. Кур-каркара и Джель-каркара. В пределах Каркаринской впадины справа в Каркару впадает ряд небольших речек, воды которых в сухое время года местами теряются в галечниковых широких поймах. Наиболее крупными из этих рек являются Кур-каркара и Джель-каркара, верховья которых глубоко врезаны в крутой северный склон массива гор, отделяющего здесь долину р. Каркары от долины р. Текеса. В верховьях описываемые реки долины их имеют крутые высокие склоны. Миновав уступ, отделяющий горы от предгорий, речные долины становятся менее глубокими и на задернованных здесь, большей частью более пологих склонах появляются хорошо выраженные террасы. Выйдя из предгорий, реки текут по широким галечным руслам, очень незначительно врезанным в плоское дно Каркаринской впадины.

В западной части северный склон горного массива, разделяющего долины Каркары и Текеса, сложен массивными нижнекаменноугольными известняками. Они обнажаются в верховьях долины р. Кур-каркары и ее притоков. По Кур-каркаре в известняках была встречена микрофауна, определенная как *Endothyra*

[1] С. С. Шульц.

sp., *Glomospira* sp. и *Paleotextularia*. Ближе уступа, отделяющего горы от предгорий, известняки сильно раздроблены, повидимому в связи с проходящими здесь и выраженными в рельефе разломами.

К востоку от Кур-каркары массивные известняки у подножья гор сменяются темносерой известково-песчано-глинистой свитой нижнего карбона, наиболее полные разрезы которой описываются нами по Текесу. Свита эта обнажается в долине речки, текущей между Кур-каркарой и Джель-каркарой выше ее выхода из гор, а также в долинах Джель-каркары и ее притоков.

В описываемой свите, в 1,5 *км* к северу от ее выхода из гор Джель-каркара на правом ее склоне, у развилка, в прослое брекчиевидного известняка, переполненного битой ракушей и криноидеями, была обнаружена микрофауна: *Endothyra* sp., *Globivalvulina* cf. *bulloides* Brady, *Staffella struvei* Möller, *Palaeotextularia* sp., *Tetrataxis* sp., *Archaediscus karreri* Brady, *Glomospira* sp. и др. Известково-песчано-глинистая фация нижнего карбона здесь сильно дислоцирована. Слои ее образуют ряд мелких складок в общем широтного простирания, осложненных наблюдавшимися в ряде обнажений разломами.

Судя по тому, что галька в руслах речек содержит лишь темносерые породы известково-песчано-глинистой фации нижнего карбона и светлые известняки (выходящие, повидимому, в истоках этих речек), весь бассейн их должен быть сложен нижним карбоном.

К северу от уступа главного массива гор, в предгорьях, в долинах описанных речек обнажения коренных пород встречаются весьма редко. Большей частью мы видим лишь оползни красно-бурых глин. У устья наиболее крупного притока р. Джель-каркары такого же типа глины переслаиваются с буровато-серыми аркозовыми песчаниками с известковыми цементом и конгломератами с галькой до 10 *см*. Свита эта падает здесь на юг 170° ∠ 45°. Очень редкие выходы подобных же пород были встречены и в других местах описываемого участка и предгорий. По литологическому составу они аналогичны свите, слагающей долину р. Каркары в предгорьях, и имеют, повидимому, третичный возраст.

Притоки р. Каркары (р. Кайнатма-туз, горы Чуль-адыр и прочие реки) [1]

Р. Кайнатма-туз (правобережный приток Каркары) и горы **Чуль-адыр.** Р. Кайнатма-туз, впадающая в р. Каркару ниже устья Джель-каркары, ветвящимися верховьями своих многочисленных сухих логов вскрывает отдельные обнажения гор Чуль-адыр. С неогеновой свитой гор Чуль-адыр связано месторождение мирабилита и тенардита (24).

Горы Чуль-адыр сложены рыхлыми породами, отнесенными Н. Г. Кассиным к мелу и палеогену. Вряд ли это так: мощный

[1] П. А. Грюше.

разрез этих рыхлых пород был прослежен в 1930 г. и разбит на 54 горизонта, среди которых в некоторых была найдена плохой сохранности фауна, но при этом не обнаружилось никакого изменения в характере этой фауны от низов к верхам разреза. Следовательно трудно говорить о наличии здесь двух возрастов. Кроме того в общем разрезе мезозойских и третичных отложений северного Тянь-шаня настоящая толща занимает самые верхи, покрывая собою заведомый олигоцен-миоцен, от которого она также резко отличается и своим литологическим составом. Наконец, характер фауны скорее всего говорит о неогене.

Уже Кейделем здесь была найдена фауна, определенная как плиоценовая (126). Впоследствии С. С. Шульцем из этой же свиты в бассейне Текеса была найдена плиоценовая фауна. По последним данным С. С. Ларка, видимая мощность этой, очевидно, неогеновой свиты, вскрытой р. Каркарой почти вкрест ее простирания, достигает 2000 *м* (52) (рис. 30).

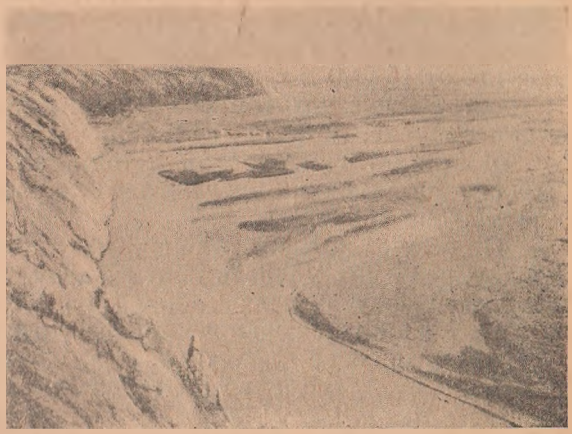


Рис. 30. Неогеновая свита горы Чуль-адыр, вскрытая р. Каркарой. Фото П. А. Грюше.

Лучшие выходы неогена обнажены на правом берегу р. Каркары и в разветвлениях р. Кайнатма-туз. На левом берегу обнаженность гораздо хуже и видны всего две полосы, длиною в 100—150 *м*, обнажений, в которых выступают неогеновые песчано-глинисто-мергелистые породы (26).

Левые притоки р. Каркары [1]

Долина р. Учкашка (левобережный приток р. Каркары). Долина расположена к северу от перевала Арча-тер и по своей морфологии представляется по сравнению с другими долинами своеобразной; ее борта не образуют равномерно понижающихся склонов, а представляют собой сравнительно ровный плитообразный уступ, чрезвычайно круто обрывающийся к руслу реки; на месте этого обрыва уступ окаймлен полого лежащими известняками, обладающими своеобразные карнизы. Особенно отчетливо это явление видно на правом берегу, в верховьях реки. [2]

[1] П. А. Грюше.

[2] Согласно терминологии, приведенной в труде проф. И. С. Щукина, «Общая морфология суши», т. I, стр. 123, указанное явление носит разные наименования: террас денудационных, террас выветривания, а иногда «структурных» террас.

В геологическом отношении эта долина также чрезвычайно интересна, так как в ней развиты все фации, входящие в состав верхов среднего карбона.

Верхняя часть долины завалена моренным материалом, который здесь залегает на гипсоносно-мергелистой толще, частью на известняках, слагающих сравнительно ровную поверхность. Вне залегания морены на поверхность обычно выходит гипс и всюду, где он есть, интенсивно проявляется карст. Местность представляет собою всхолмленное плато с общим понижением в сторону реки, усеянное карстовыми воронками. Нередко здесь образуются небольшие озерки. В тех же случаях, когда гипсоносная свита выходит на дневную поверхность, стенки воронок круты, в них часто торчат глыбы гипса. По размеру эти воронки достигают 15—20 *м* в диаметре при глубине до 10 и даже больше метров. На дне некоторых воронок имеются отверстия до 0,5 *м* в поперечнике, своего рода поноры.

Мощность гипсоносной толщи, за отсутствием обнажений вкрест простирания, определить было затруднительно, но вряд ли она меньше 100 *м*.

Под гипсоносной толщей, как правило, залегают известняки. Среди них удалось найти фауну, определенную Г. Н. Фредериксом; фауна была собрана из двух обнажений, одно из которых находится на правом берегу реки выше соляного ключа, другое в низовье левого берега. Здесь найдены следующие формы: *Syringopora* sp., *Genitzella* sp., *Chonetes carbonifera* Keys., *Marginifera orientalis* Chao, *Choristites jigulinoides* Stuck., *Ch. weberi* Frks., *Squamularia perplexa* Mc. Chesn.

Известняки без видимого несогласия залегают на толще плотных красного цвета аркозовых песчаников, под которыми лежат конгломераты. По долине Уч-кашка конгломераты нигде не обнажаются, но в соседней с западной стороны долине Тюпа видно, что конгломераты лежат на гранитах трансгрессивно. Мощность этих песчаников-конгломератов (принимая во внимание разрез по Тюпу) следует считать не менее 300—400 *м*. Таким образом в долине Уч-кашка выходят все три главные составляющие разреза верхов среднего карбона, которые можно свести в нижеследующую колонку, снизу вверх:

1) красные плотные конгломераты и песчаники, мощность 300—400 *м*;

2) известняки с фауной самарского яруса, мощностью 40 *м*;

3) гипсоносная свита глин, мергелей и известняков, мощностью более 100 *м* (рис. 31).

В верхней части долины Уч-кашка эта свита образует пологие складки: углы падения здесь не превышают 30°. В двух местах долины удается подметить отчетливо линии разрыва в этой свите: линии почти широтного простирания. В средней и нижней части долины правильность залегания резко нарушается, особенно по правому берегу. Здесь совершенно неожиданно появляются небольшие выходы гранитов; известняки, подходя к этим гранитам, изламываются, иногда даже «уходят» под гра-

ниты, падения их становятся крутыми (50° и более). Среди частой смены гранитов, известняков и песчаников, находящихся между собою в тектонических контактах, довольно отчетливо проходит полоса мергелисто-гипсоносных пород; о залегании ее здесь чрезвычайно трудно составить определенное представление, но повидимому она имеет общее крутое падение на северо-запад. С этой полосой связан соляной источник, на котором организована кустарная выварка соли. Вероятно эта соль имеет рассеянное распространение в мергелисто-глинистой свите, так как никаких намеков на пласт или шток каменной соли обнаружить не удалось.

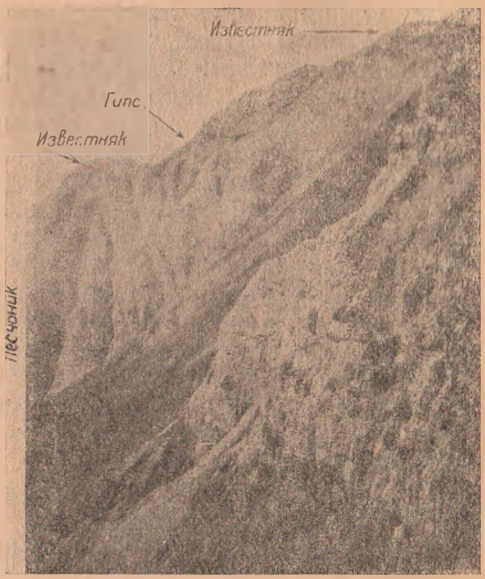


Рис. 31. Средний карбон бассейнов рр. Тюпа и Уч-кашка. Фото П. А. Грюше.

При подъеме из нижней части долины Уч-кашка к небольшому перевальчику, ведущему в ур. Чиман-сай (в северо-западном направлении от соляного источника) на крутом косогоре гипсометрически выше известняковой гряды (с фауной) неожиданно появляются граниты. Еще выше гипсометрически снова залегают известняки, а над ними гипсоносная свита. Контакты с гранитами непосредственно нигде не видны, но все говорит за их тектонический характер. Наконец, на самом перевале, слагая водораздел р. Уч-кашка и ур. Чиман-сай, лежат крепкие красновато-серые конгломераты, на 80% состоящие из галек известняка; кроме известняка они содержат красноватый кремень, розовый мрамор, песчаники, кварцит. Никаких данных, дающих возможность ориентировки в элементах залегания этих конгломератов, нам констатировать не удалось. Это обстоятельство затрудняет и определение их мощности. Если исходить из предположения, что они покрывают согласно известняки, то мощность их следует принять 100 *м* как минимум. В гальке этих конгломератов найдена фауна: *Productus hindi* Muir. Wood., *Pr. medusa* Kon.

Р. Ири-су (левый приток Каркары). На водоразделе Ири-су и долины р. Чарганака выходят известняки светло- и темносерого цвета, неясного падения, без фауны. Их подстилают обнажающиеся на левом склоне верховий Ири-су конгломераты, в состав гальки которых входят: кварц, кремень, известняк, гранит, основные и кислые эффузивы.

Эта известково-песчано-конгломератовая свита, по литологическим признакам и условиям залегания показанная на карте нижним карбоном, находится в тектоническом контакте с обнажающимися в юго-западной части верховий долины гранитами, на что указывает постепенное выпадение визейских отложений от Ири-су к верховьям реки Талды-булак. Конгломерат падает на восток под углом 20°.

На нижнекаменноугольных отложениях с видимым несогласием лежат песчаники среднего карбона, однообразно падающие по азимуту 225°.

У слияния двух верхних составляющих Ири-су выходят черные углистые песчаники с фауной *Gastropoda*, *Brachiopoda*, *Crinoidea* (членики). Фауна вследствие плохой сохранности неопределима. Дальше до выходов из предгорья р. Ири-су течет по симметричной долине с сильно задернованными склонами, в которых кое-где обнажаются однообразные зеленоватые песчаники с простиранием СВ по азимуту 45°.

С выходом из предгорий р. Ири-су сильно меандрирует, образуя бесчисленное множество извилин, которыми сплошь изрезывается широкое и плоское дно ее долины.

Склоны же долины сложены неогеновыми песчано-глинисто-мергелистыми породами, покрытыми лежащим на них тонким покровом флювиогляциальных галечников предгорий. Обнажения почти полностью отсутствуют и видны лишь небольшие высыпки коренных пород. Дно долины выполнено аллювиальными отложениями, врезываясь в которые Ири-су образует невысокую пойменную террасу. Эта полоса аллювия постепенно расширяется, приближаясь к устью долины, а в самом устье пойма Ири-су сливается с поймами рр. Каркары и Кегеня, образуя горизонтальную, почти совершенно плоскую поверхность.

Рр. Талды-булак и Чарганак (левобережные притоки Кегеня)

Верховья Талды-булака сложены серыми биотитовыми гранитами, интрудирующими метаморфические породы, которые здесь представлены мраморизованными известняками и кремнистыми сланцами с небольшими кристаллами пирита. Элементы залегания метаморфических пород неясны. Вероятно, по тектонической линии к этому комплексу пород примыкает массивный темносерый известняк, без фауны, неясной слоистости с видимой мощностью около 200 *м*, возможно, что значительно большей.

Признаками тектонического контакта является наличие катаклаза и выпадение песчано-конгломератовой свиты, развитой довольно полно в соседних логах (Ири-су). Южнее, с угловым несогласием на известняках лежит однообразная толща серых полимиктовых песчаников с глинистым цементом, относимых к среднему карбону. Достаточно ясных обнажений песчаник нигде не дает и только небольшие выносы в боковых ложках свидетельствуют об его наличии; на песчаниках лежат покровные галечники.

С выходом Талды-булака из полосы песчаников среднего карбона река течет по широкой долине, выполненной современным аллювием. Склоны этой долины сложены красными дислоцированными глинами, простирающимися в почти широтном направлении от Талды-булака до Каркара полосою в 3—5 *км* на протяжении более чем в 20 *км*. Глины тонкие, довольно плотные, малопесчанистые и гипсоносные, особенно в своих верхних горизонтах, причем гипс образует ряд пропластков мощностью в 1—6 *см*. Цвет этих глин всюду характерный — яркокрасный, благодаря чему размытые яры их, весьма часто оползневого происхождения, издали узнаются по окраске. Наиболее хорошие обнажения можно наблюдать по рр. Чарганаку и Ири-су, где они будучи размыты реками, образуют ряд каньонов. Они имеют падение по азимуту 350° при угле, доходящем местами до 80°. Возможно, что возраст их неогеновый.

Сверху они всюду покрыты покровными галечниками четвертичного возраста. Относительная глубина врезывания речных долин ниже поверхности покровных галечников в общем различна и вблизи развития палеозоя (р. Чарганак) она достигает 50—60 *м*, а иногда и больше. Местами намечаются признаки локальных террас, которые здесь нигде не имеют большого значения.

Долина р. Текеса [1]

Р. Текес входит в пределы описываемой четверти листа К-44-А лишь незначительным участком своего течения, образуя у западной рамки карты резко выпуклую на запад дугу.

В описываемом участке долины Текеса исключительное развитие имеют речные террасы.

Наиболее высокая (четвертая) терраса имеет здесь около 300 *м* относительной высоты над уровнем реки и особенно хорошо выражена на левом склоне долины выше устья р. Тиек (Текес карты). Более широко развита в горах третья терраса высотой около 200 *м*. Она покрыта мощным (70 *м*) аллювием, обнажения которого можно видеть выше устья Тиека. Наконец наиболее выдержанная, почти непрерывно тянущаяся на протяжении всего описываемого участка, вторая терраса заметно возрастает в относительной высоте по течению.

Появившись в виде локальных террас, отчленяющихся от поймы Текеса, вторая терраса у устья Тиека имеет уже высоту 25 *м*, у выхода Тиека из гор — 40 *м*, а затем, несколько ниже, из коренной превращается в аллювиальную и, достигнув 42—45 *м* высоты, в широтном участке долины начинает постепенно снижаться вниз по течению, расчленяясь здесь на очень сложный комплекс террас.

Пойма Текеса и сопровождающие ее террасы врезывания в верхнем течении Текеса имеют значительную ширину и сливаются там с дном трогообразной долины. В описываемом участке пойма (первая терраса) суживается и перед выходом из гор образует непроходимое ущелье, врезанное во вторую тер-

[1] С. С. Шульц.

расу. Ниже пойма постепенно расширяется и частью покрыта галечником, частью задернована или поросла кустарником.

Анализ террас долины Текеса указывает на влияние на них тектонического разлома, пересекаемого рекой в месте выхода ее из гор (см. ниже). Верхние (третья и четвертая) террасы обрываются этим разломом и к северу от него не прослеживаются. Вторая терраса, непосредственно ниже разлома, достигает максимальной высоты и из коренной превращается в аллювиальную. Современное русло здесь наиболее глубоко и узко врезано.

Склоны долины р. Текес на всем протяжении верхней по течению части описываемого участка, вплоть до выхода его из гор, сложены нижним карбоном. Благодаря тому, что Текес образует пологую дугу, почти совпадающую с простиранием карбона, в продольном разрезе его долины мы видим падение пород сначала вниз по течению реки, а затем вверх по течению. Получается впечатление синклинали, хотя в действительности свита всюду падает на юго-запад. Благодаря косому срезанию пластов в этом участке долины р. Текес изучение последовательности их здесь весьма удобно.

В юго-восточной части описываемого участка Текеса, у рамки карты, склоны его долины сложены серыми, розовато- или зеленовато-серыми конгломератами и песчаниками нижнего карбона, падающими сначала на запад 270° ∠ 40 и затем ниже по течению постепенно приобретающими падение на ЮЗ 240—250° ∠ 30—60°. Аркозовые песчаники в нижних горизонтах весьма грубозернисты и состоят из совершенно неокатанных зерен кварца и полевого шпата (пертит, микроклин) с кремнистым цементом. Они содержат гальку известняка, кремнистого сланца, эффузивов и гранита. В более высоких горизонтах песчаники более мелкозернисты и имеют кварцево-серицитовый известковистый цемент. Всюду в цементе присутствует обломочный эффузивный материал.

В 3 *км* выше устья крупного левого притока Текеса — р. Тиека песчаники сменяются зеленовато-серыми окремненными глинистыми сланцами.

В 0,5 *км* ниже выходят перекрывающие сланцы серые известняки, падающие на ЮЗ 235° под углом 40°. В известняках собрана фауна плохой сохранности с ядром *Productus* ex gr. *giganteus* и микрофауна: *Endothyra* sp., *Palaeotextularia* sp., *Staffella struvei* Möller, *Archaediscus* sp. (?) *Endothyra ameradensis* Harlton, *End.* ex gr. *parva* Möller, *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenberg, *Tetrataxis* sp., *Cribrostomum bradyi* Möller, *Palaeobigenerina*, определяющая возраст известняков как визейский. Известняки обнажаются на протяжении 0,5 *км* и перекрываются серыми аркозовыми песчаниками с мелкой щебенкой глинистого сланца и выклинивающимися прослоями такого же сланца, падающими на ЮЗ 235—245° под углом 40°.

Прослеживая известняки по простиранию, мы видим, что они уходят на правый склон, где в них против устья притока, впа-

дающего в Текес слева (в 1,5 *км* выше р. Тиека) в 500 *м* от русла Текеса, была собрана фауна гониатитов.

Кроме основного падения на ЮЗ 200° под углом 55° в известняках видна второстепенная пологая складчатость.

Ниже, вплоть до выхода реки из гор, вдоль русла р. Текеса тянется целый ряд обнажений темносерых тонкослоистых песчаников, известняков и глинистых сланцев нижнего карбона. В них 1 *км* ниже выхода Текеса из гор встречена микрофауна: *Glomospira* sp., *Archaediscus* sp., *Staffella* ex gr. *struvei* Möller. Эта же известково-песчано-глинистая фация слагает и левый склон долины, протягиваясь далеко на запад в бассейн р. Каркары. По данным Д. П. Резвого она выходит там же в нижнем течении р. Тиека. В среднем его течении и по значительному притоку, впадающему в Тиек слева, свита эта сменяется буровато-розовыми песчаниками, конгломератами и известняками, похожими на средний карбон. На основании этих данных мы протягиваем пересекаемую верхним течением Текеса синклиналь среднего карбона на Тиек. Выше выходов среднего карбона долина Тиека сложена темносерыми тонкослоистыми известняками, которые мы относим условно к нижнему карбону.

Верхняя часть правого склона и водораздельная гряда, отделяющая верхнее течение р. Текес от среднего, сложены светлосерыми карбоновыми известняками, частью слоистыми, частью массивными. Обнажения их подходят к реке в трех километрах выше выхода ее из гор и непрерывно тянутся по правому склону. Ниже они появляются и на левом склоне, в то время как вдоль самого трудно проходимого русла видны выходы темных известково-песчано-глинистых сланцев, соотношение с которыми, повидимому, ненормально.

В 3 *км* выше выхода р. Текеса из гор в известняках была собрана фауна верхнего визе: *Productus* Sow., *Pr. concinnus* Sow., *Productus striatus* Fish., *Pr.* ex gr. *giganteus* Mart., *Reticularia lineata* Mart.; в 2 *км* ниже на левом склоне, — фауна *Productus* cf. *plicatilis* Sow., *Reticularia lineata* Mart.

В месте выхода р. Текеса из гор отчетливо виден надвиг нижнего карбона на красноцветные породы, относимые нами условно к юре (рис. 32).

В южной части обнажения выходит известково-песчано-глинистая свита нижнего карбона. Метрах в 200 выше надвига она падает на юг 165—175° под углом 85°. Непосредственно около надвига породы катаклазированы и раздроблены, но сохраняют отчетливое падение на юг 195° под углом 50°. Здесь в них собрана фауна нижнего визе: *Schizophoria resupinata* Mart., *Streptorhynchus crenistria* Phill., *Productus plicatilis* Sow., *Pr. antiquatus* Sow., *Brachythyris* sp., *Athyris planosulcata* Phill., *Orthoceras* sp.

Непосредственно к северу от нижнего карбона выходит красная брекчия трения, состоящая из кусков брекчиевидного известняка, иногда перетертых и имеющих прекрасные зеркала скольжения, сцементированных красной глиной. Легко выветриваясь,

брекчия образует осыпи, среди которых выступают более плотные стенки, имеющие падение, соответствующее падению нижнего карбона. Мощность брекчии около 30 *м*.

Севернее выходят краснобурые конгломераты с галькой в некоторых прослоях мелкой, в некоторых достигающих 20—30 *см*. Состав гальки — известняк, черный кремнистый сланец, глинистый сланец, зеленовато-серый песчаник, серицито-хлоритовый сланец, буровато-розовый песчаник средне-карбонового типа, краснобурый кварцит и кварц. Гальки гранита и эффузивов встречено не было. Галька в конгломератах часто плохо окатана и угловата, местами в ней заметны зеркала скольжения. Конгломераты падают на север 345° ∠80°. Мощность их 3 *м*.

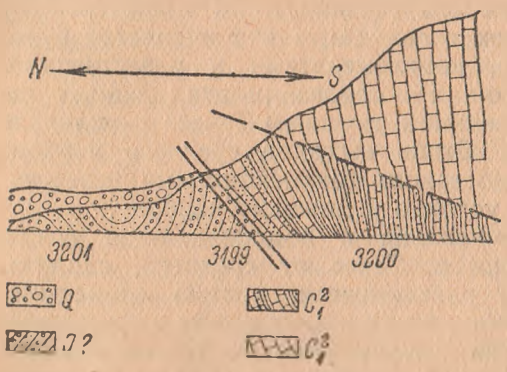


Рис. 32. Надвиг нижнего карбона на юру в долине Текеса.

Севернее такие же конгломераты переслаиваются с рыхлыми краснобурыми, грубозернистыми аркозовыми, отчасти полимиктовыми песчаниками. Среди песчаников встречаются линзообразные прослои плотного известковистого песчаника нежных светлых оттенков. Песчаники падают на север 345—355° под ∠75—85°. Мощность 7—8 *м*.

В 350 *м* ниже на левом склоне р. Текеса выходят переслаивающиеся розовато-серые юрские песчаники и конгломераты, падающие на ЮЗ 205° под углом 65°. В 45 *м* ниже та же свита падает на ЮЗ 210° под углом 40°, а еще в 45 *м* ниже на СЗ 320° под углом 30°. Такую перемятость надо связывать, повидимому, с находящимся южнее надвигом (рис. 32).

Описанная выше песчано-конгломератовая свита не имеет фаунистической характеристики. Входящие в состав ее красноцветные конгломераты одинаково похожи как на третичные, так и на юрские конгломераты прилегающих районов. Однако отсутствие в гальке конгломератов, эффузивов и гранита сближает их с юрскими конгломератами Кетменского хребта и не позволяет объединять с третичными, в которых гранитная галька не только всегда присутствует, но зачастую и доминирует.

Отложений вполне тождественных красно-бурым песчаникам, выходящих в описанном выше разрезе, мы не встречали в районе исследований прежних лет, но они совершенно тождественны песчаникам, обнажающимся при выходе из гор р. Каркары, которые по указанию П. А. Грюше аналогичны юре Иссык-кульского бассейна.

Наконец, светлые, нежных оттенков прослои известковистых

песчаников больше всего похожи на охарактеризованную флорой юру долины Ой-карагай. Все это вместе взятое позволяет нам условно отнести рассмотренные отложения к юре.

Ниже по течению р. Текеса юрские отложения скрываются под мощными аллювиальными галечниками, слагающими его вторую террасу.

Разлом, по которому палеозой надвинут на более молодые породы, несомненно имеет очень молодой возраст, так как он отразился на строении речных террас долины Текеса (см. выше).

Образованный четвертичной тектоникой крутой уступ тянется на восток-юго-восток вдоль широкой долины р. Текеса, постепенно все дальше отступая от русла реки. Уступ сложен светлосерыми нижнекаменноугольными известняками. К северу от уступа находятся грандиозные, большей частью задернованные осыпи с крупными глыбами известняка. Эти нагромождения обломочного материала вполне понятны в связи с недавно созданным тектоникой крутым, местами здесь почти отвесным, северным склоном главного массива гор.

Ниже выхода из гор, вдоль правого берега р. Текеса, выходят почти исключительно четвертичные аллювиальные галечники, из-под которых весьма редко, отделенными разрозненными обнажениями, появляются выходы красноцветных пород. Отдельные, ничтожные и редкие обнажения этих глин, скрытые мощными четвертичными накоплениями, не могут быть выделены в масштабе карты. Поэтому весь правый склон долины р. Текеса ниже выхода ее из гор закрашивается четвертичными отложениями.

Меньшая мощность последних на левом склоне Текеса и встреченные здесь оползни и выходы красноцветных пород вместе с обнажениями последних по рр. Кур-су и Кара-тал позволяют весь холмистый участок, находящийся к северу от Текеса, обозначить областью развития третичных отложений.

У восточной рамки описываемой четверти листа, на водоразделе Текеса и Кара-тал, появляются выходы эффузивов каратауской свиты и нижний карбон, имеющий широкое развитие восточнее — в горах Бас-оглы-тау.

II. РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ ТАРИМСКОГО БАССЕЙНА

Д. И. Яковлев

Долина р. Сары-джаса

В пределы листа р. Сары-джас входит своей верхней троговой частью. Днище его долины очень широко и покрыто флювиогляциальными отложениями, по которым многочисленными водотоками блуждает река. Южный левый борт долины сложен древними ледниковыми отложениями, образующими мягкие, но крутые склоны, переходящие в слабохолмистую поверхность второй террасы, подымающейся над руслом на 200—300 *м*. Она

вплотную подходит к подножиям Сары-джасского хребта и рассекается долиной р. Тюза.

В нижней части своего течения р. Тюз проходит среди древних ледниковых, главным образом моренных отложений. Только на его северных левых склонах в высыпках и по мелким ложкам обнажаются красноцветные третичные отложения. Устьевая часть долины Теза рассекает неширокую полосу нижнесилурийских сланцев и песчаников.

Северный правый борт долины Сары-джаса сложен коренными породами, представленными у восточных границ листа нижнекаменноугольными отложениями. Чтобы их охарактеризовать, ниже дается описание притока Сары-джаса — Минг-туру, хотя его верхние части уже выходят за пределы листа.

Р. Минг-тур берет свое начало от одноименного перевала и первые 3 *км* течет на запад, принимая на этой части своего течения, с правой стороны, сбегающий с южных склонов гор Ай-сай безымянный приток. Подымаясь верх по этому притоку, видим, что он разветвляется на две небольшие речки, в верховьях которых выходят известняки с фауной нижнего карбона. Здесь были найдены следующие, определенные Н. А. Беляевским, формы: *Productus* ex gr. *giganteus* Mart., *Pr.* ex gr. *giganteus* Mart. var., *Pr. edelburgensis* Phill., *Pr. maximus* M'Coy, *Pr. latissimus* Sow., *Pr. pinguis* M. Wood., *Pr. pugilis* Phill., *Pr. keyserlingianus* Kon., *Pr. teres* M. Wood., *Reticularia lineata* Mart., *Rugosa, Crinoidea.*

Эта фауна совершенно четко определяет возраст известняков гор Аю-сай как визейский. В верхней своей части известняки сменяются песчано-сланцевой свитой, среди которой кое-где также попадаются прослойки известняков. На северном склоне гор Аю-сай, в верховьях одноименной речки среди этих прослоек известняка также был найден *Productus* ex gr. *giganteus* Mart., что еще раз подтверждает нижнекарбоновый возраст покрывающих известняки и с ними перемежающихся сланцев.

В верховьях Минг-тура эти известняки падают на С и на СВ под углами, колеблющимися от 30 до 60°, причем углы падения, повидимому, увеличиваются с запада на восток; в самых восточных отщелках Минг-тура залегание известняков становится менее ясным.

Тотчас к югу от известняковой гряды гор Аю-сай рекой Минг-тур вскрывается широтно идущая полоса рассланцованных порфиритов, переходящих в хлоритовые сланцы; эти зеленые породы проходят полосой, имеющей здесь ширину всего 1,25 *км*. Среди этой узкой полосы местами обнаружены небольшие выходы сильно катаклазированных гранитов. По своему микроскопическому составу они наряду с катакластической структурой обнаруживают также сланцеватую текстуру типичных милонитов. Минералогический их состав: кварц, микроклин, пертит, кислый серицитизированный плагиоклаз, серицит, хлорит, магнитный железняк и титаномагнетит. Явных контактовых минералов нет, но по форме залегания эти небольшие инъекции гранитов нами

могут быть приняты только за апофизы. Мы полагаем, что они внедряются в свиту хлоритовых сланцев и рассланцованных порфиритов, которая в свою очередь находится в тектоническом контакте с известняками гор Аю-сай.

Южнее полосы хлоритовых сланцев выходит полоса песчаников, перемежающихся с глинистыми сланцами. Под микроскопом эти сланцеватые аркозовые песчаники состоят из зерен кварца, пертита, кислого плагиоклаза, серицита, кальцита, титаномагнетита и рудного минерала. Это те самые песчаники, которые образуют тектонический контакт с небольшим гранитным катаклазированным телом в самой восточной оконечности нашего района.

Элементы их залегания резко отличаются от залегания хлоритовых сланцев. Общее простирание порфирито-хлоритово-сланцевой свиты почти широтное, тогда как песчаники имеют совершенно отчетливое и очень крутое падение на СВ 25°. Таким образом простирание этих двух свит сходится под острым углом. Контакт их очевидно тектонический, что находит свое подтверждение также и в катаклазированности тех и других пород по полосе этого контакта. Никаких следов организмов нами в них найдено не было, но поскольку на левом берегу Сары-джаса, куда уходят наши песчаники по их простиранию, у устья Адыр-тора С. С. Шульцем в них была обнаружена микрофауна нижнего карбона, мы относим наши песчаники также к нижнему карбону.

У устья Минг-тура на правом его берегу зарегистрирована скала песчанистого известняка. Значение этой скалы осталось для нас неясным.

Песчаники, отнесенные нами к нижнему карбону, тянутся по правому берегу Сары-джаса до пещеры Ак-гункур, где они сменяются известняками с нижнекарбоновой фауной. Не исключена возможность, что скала в устье Минг-тура является обрывком полосы именно этих известняков, но доказать это мы не можем.

Пещера Ак-гункур, расположенная около популярной переправы через Сары-джас, представляет собою типично карстовое явление среди визейских известняков правого берега Сары-джаса, вход в нее превышает уровень воды в Сары-джасе приблизительно на 100 *м*. Общая ее длина 50—55 *м*, ширина колеблется от 2—4 *м*, высота 2—6 *м*.

Ниже пещеры Ак-гункур Сары-джас начинает врезываться в свое ложе и входит в узкое неглубокое скальное ущелье, сложенное песчаниками и сланцами нижнего силура. Отсюда река приобретает постоянный характер горного потока, имеющего сравнительно узкий водоток. Направление течения реки в основном совпадает с простиранием пород. Поэтому на очень большом протяжении река проходит в одной и той же песчано-сланцевой свите нижней части палеозойского разреза Центрального Тянь-Шаня. Эта свита наиболее полно представлена в разрезах по р. Муз-булаку на северном склоне Терскей-алатау от

перевала Беркут до долины Сары-джаса. Среди ее же пород находится месторождение Беркут. Поэтому в дальнейшем эта свита будет называться Беркутской.

Ниже устья Чон-курумду в 2 *км* в серых кремнистых сланцах сделаны измерения, давшие простирание СВ 70° при падении на ЮВ ∠ 55°. Еще в 2 *км* ниже по Сары-джасу обнажаются зеленые и красные кремнистые сланцы. Обособленные скалы их вдаются в долину Сары-джаса; здесь простирание пород СВ 25°, падение СЗ ∠ 35°.

Выше р. Бель-кара-су в 1½ *км* на нижних террасах Сары-джаса выступают три обособленные скалы, сложенные зелеными кремнистыми сланцами. В первой с востока пласты простираются СВ 55° и стоят почти вертикально, имея пологую вторичную складчатость с уклонением пластов градусов на 5 то в одну, то в другую сторону. Третья скала вниз по течению сложена теми же сланцами; пласты их идут на СВ 35° и падают на СЗ под углом 35°. Породы разбиты трещинами с плостокостями, простирающимися СВ 40° и падающими ЮВ под углом 60°. На 200 *м* ниже простирание тех же сланцев СВ 80° с падением на ЮВ ∠ 35°. Таким образом здесь намечается синклиналь, замок которой отчетливо виден. Породы у замка выполаживаются, но не лежат горизонтально, так как ось складки довольно круто падает на ЮЗ. В ядре синклинали лежат сланцы, значительно менее окремненные, с отчетливой шаровидной структурой. На сланцы налегают серые, зеленые толстослоистые песчаники с большим количеством чешуек слюды.

У устья Бель-кара-су на левом ее берегу подымается обособленная скалка, сложенная тонкослоистыми черными и серыми кремнистыми сланцами. Простирание их СВ 45°, падение СЗ под углом 60°.

Вниз по Сары-джасу от устья Бель-кара-су продолжают выходить черные кремнистые сланцы. Почти напротив устья Муз-булак эти сланцы прорываются жилой порфирита светло-серого цвета. Мощность ее около 7—8 *м*. Простирание жилы СЗ 305°, падение на СВ ∠ 80°. С этого места вниз по реке наблюдается очень значительное количество как порфиритовых, так и порфировых жил. В основном все они простираются в северо-западном или северном направлениях и стоят очень круто, близко к вертикали. Мощность их разнообразна и достигает иногда десятка метров. Они часто разорваны и по трещинам смещены иногда на несколько десятков метров.

Напротив устья Кара-таша серые тонкослоистые кремнистые сланцы простираются СВ 60° и падают ЮВ ∠ 35°.

Напротив устья Беркутки высокую сопку слагают черные, зеленые, серые сланцы и песчаники иногда грубого зерна, местами сильно окварцованные, частью аркозовые. Они простираются СВ 70° и падают ЮВ 85°. Их также рассекает серия жил изверженных пород.

Несколько выше впадения Теске-муз-булака в Сары-джас снова обнажаются красные и зеленые яшмовидные сланцы, про-

стирающиеся СВ 70° и падающие СЗ 70°. В этих сланцах довольно много мелких жил кальцита с включением пирита, халькопирита и медной зелени.

Ниже устья Теске-муз-булака по Сары-джасу обнажаются все те же красные и зеленые кремнистые яшмовидные, черные кремнистые и серые глинистые сланцы. Довольно часто встречаются маломощные слои серых песчаников. В полукилометре ниже устья Теске-муз-булака сланцы простираются на СВ 60° и падают на ЮВ под углом 70°.

Напротив впадения Оттука обнажаются серо-зеленые сланцы, простирающиеся в широтном направлении и падающие на юг под углом 60°. Вниз по Сары-джасу эти сланцы образуют серию складок почти симметричных, V-образных. Угол наклона их крыльев колеблется в пределах от 70 до 80°. В полутора километрах красные, зеленые и серые сланцы сменяются черными кремнистыми, которые более легко разрушаются. Поэтому в них Сары-джас образует значительное расширение. Они простираются СВ 55°, падают СЗ под углом 80°. Но несколько ниже по течению пласты, сохраняя простирание, падают на ЮВ под тем же, примерно, углом.

У южной оконечности расширения Сары-джаса, перед входом реки снова в ущелье, выходят кремнистые сланцы, простирающиеся СВ 65° и падающие ЮВ ∠ 70°. Ниже идут серые и красные сланцы, которые у устья Карагайты образуют отчетливую антиклинальную складку. Сланцы в северном крыле простираются СВ 70° и падают СЗ ∠ 35°. Южное крыло антиклинали сорвано сбросом, почти вертикально падающим и идущим вдоль правого борта долины Карагайты. С серо-зелеными глинистыми сланцами по сбросу соприкасаются черные кремнистые сланцы и толстослоистые песчаники.

Р. Сары-джас ниже устья Карагайты, протекая в узком ущелье, прорезает вкрест простирания сначала песчаники и сланцы нижней части палеозойского разреза, а затем свиту гнейсов.

Ниже устья Мукачи, в полукилометре, долина Сары-джаса значительно расширяется. По левому борту ее обнажаются граниты, которые тянутся непрерывно до самого устья р. Теза. Слева высоты имеют значительно меньшие отметки и поднимаются всего на 150 м над уровнем реки, слагая водораздел между Сары-джасом и нижним течением Куйло. В основании водораздела залегают граниты, перекрытые древними аллювиальными отложениями Сары-джаса и Куйло.

Все расширение, ниже Мукачей и до самого Теза, в значительной мере должно относиться за счет перемещения русел Сары-джаса и Куйло. Этот участок течения Сары-джаса ниже выходов гнейсов слагается плагиоклазовыми гранитами. Они в большинстве случаев крупнозернисты, порфировидны, светлого и зеленоватого цвета. Их рвут жилы диорит-порфирита. Но среди них имеются также граниты более ровного зерна средней величины, окрашенные в более густые тона, преимущественно

красных и бурых оттенков. Соотношение их далеко не ясно и возможно, что они разновозрастны.

Ниже устья Теза в 1200 *м* долина Сары-джаса резко сжимается и входит в узкое и крутое ущелье, по которому река прорывается через горную гряду, отделяя Сары-джасский хребет от продолжения его — Куйлю-тау. Первая скала у реки, несколько ниже впадающей напротив р. Малой Талды-су, сложена миндалекаменными порфиритами и их туфами. Ниже в 750 *м* выходят красноватые темносерые песчаники, переслаивающиеся с туфами и простирающиеся СВ 70°, падающие СЗ ∠ 28°. Они ниже переходят в очень своеобразные, светлые глинистые сланцы и грубые конгломераты. Еще ниже по реке на расстоянии 400 *м* выходят светложелтые песчаники, простирающиеся СВ 30° и падающие СЗ под углом 28°. Эти песчаники являются базальными по отношению к нижележащему бурому среднезернистому микроклиновому мусковитовому граниту. В вышеупомянутых конгломератах находится много галек светлого аплитового гранита. Граниты, подстилающие аркозовые песчаники, имеют основную отдельность, простирающуюся СВ 75° и падающую СЗ под углом 24°. Таким образом несомненно, что эти плоскости параллельны напластованию вышележащих песчаников, конгломератов и сланцев. Другие плоскости, почти столь же отчетливые, падают вертикально при простирании СЗ 355°, т. е. параллельно направлению течения реки. В этом же теле гранит в полукилометре выше устья Талды-булака крупнокристалличен, порфировиден, зеленовато-серого цвета. Его отчетливо инъецирует розовый гранит, который непрерывно шел от предыдущего обнажения.

В этом месте в долине Сары-джаса начинают попадаться большие глыбы конгломератовидного известняка. Коренных выходов его нигде не видно и потому нужно думать, что они выносятся из боковых долин или со склонов.

С юга граниты обрываются сбросом, простирающимся СВ 60° и падающим ЮВ под углом 60°. Сланцы, непосредственно прилегающие к разлому, простираются СВ 67° и падают СЗ под углом 83°. Контактовая зона как гранитов, так и песчаников сильно раздроблена. На плоскостях скольжения много зеркал трения. Ниже по реке выходят песчаники и сланцы темносерого цвета. Они поставлены почти на голову. У устья Талды-булака на них навалено множество валунов известняка. Древние речные отложения в этом месте тоже преимущественно слагаются из известняковых валунников.

Ниже Талды-булака серые сланцы и песчаники простираются СВ 50° и падают ЮВ ∠ 25°. В обрывах видны черные углистые породы, которые с поверхности легко разрушаются и дают сажистые налеты. Вся свита с углистыми сланцами налегает на серые песчаники и сланцы мощным базальным, брекчиевидным конгломератом. В 300 *м* ниже Талды-булака на склоне долины видна широкая полоса черных пород. При ближайшем рассмотрении она оказалась пачкой углистых сланцев, дающих с по-

верхности сажу. Мощность пачки всего 10 *м*. Подчинена она темным песчаникам, сланцам и тонкослоистым известнякам. Простирание их СВ 60°, падение почти вертикальное.

На левом берегу долины Сары-джаса, выше устья Большого Талды-су, видны пласты сажистых пород в пяти местах. Нужно думать, что это не тектоническое повторение, а самостоятельные пласты.

Только что описанные породы с юга обрываются выходами серых среднезернистых, аляскитовых микроклиновых гранитов, повидимому, по тектоническому контакту идущему близко к широте. Несколько ниже по реке гранит становится коричневато-серым, сохраняя то же сложение. Основная отдельность его простирается СЗ 320° с падением на ЮЗ ∠ 60°. Таким образом и здесь отдельность приближается к направлению течения реки.

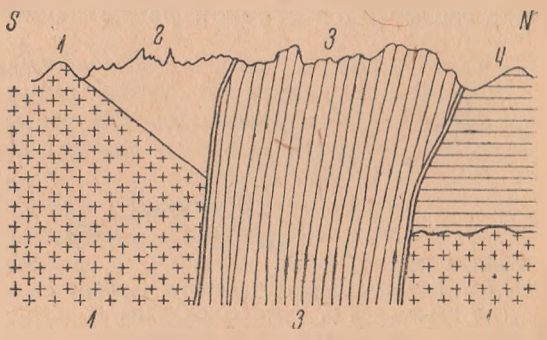


Рис. 33. Соотношения гранитов и осадочных пород в ущелье р. Сары-джаса.

1—граниты; *2*—серые породы; *3*—известняки и сланцы; *4*—песчаники и сланцы.

Выше устья безымянной речки на 1300 *м* граниты сменяются светлыми аркозовыми песчаниками и светлыми же тонкорассланцованными известняками. Песчаники эти совершенно тождественны песчаникам, залегающим напротив р. Малого Талды-су и описанным выше. Так же как и там, выше них залегают порфириты. Эти породы прослеживаются всего на 150 *м* и по вертикальному разрыву, идущему в северо-восточном направлении, сменяются мощной толщей слоистых известняков лиловых, зеленых, коричневых и серых тонов. Между более массивными пластами известняков находятся тонколистоватые сланцы, тонкослоистые песчаники и плойчатые известняки. Породы поставлены очень круто и сильно рассланцованы, но в то же время слабо разбиты трещинами отдельностей. Простирание в северной части свиты СВ 55—60°, падение ЮВ под углом 70—80°. Несколько южнее простирание СВ 40°, падение вертикальное. Недалеко от южной границы этих пород, представленных здесь зелеными и фиолетовыми песчаниками, сланцами и конгломератами, простирание СВ 60°, ∠ СЗ 30°. Вся эта свита в дальнейшем будет называться свитой менгу. Она сменяется красными гранитами по тектоническому разлому, идущему СВ 60° с вертикальным падением. На граниты налегают серые породы, состав которых определить не удалось.

На противоположном берегу Сары-джаса отчетливо видно, что к северу от свиты менгу в нижней части склона обнажаются

граниты, на которые вверху налегает толща углистых пород, подстилаемая аркозовыми песчаниками (рис. 33). Они простираются, повидимому, СЗ 310° и падают ЮЗ под углом 25°. В этих породах имеется до пяти углистых прослоев довольно мощных, но линзообразных. Ниже по Сары-джасу обнажаются мясо-красные среднезернистые граниты, которые инъецируются или замещаются серыми разностями того же зерна и структуры. Эти граниты идут непрерывно до Инылычека и при описании его устьевой части будут охарактеризованы подробнее.

Правобережные притоки Сары-джаса [1]

Описание одного из них, Минг-тура (одно лишь устье которого лежит на восточной рамке нашего листа), было уже приведено при описании долины Сары-джаса для характеристики геологического строения правого берега последнего. Данный при описании Минг-тура список каменноугольной фауны характеризует визейский возраст известняков как самого Минг-тура, так и всей их полосы, идущей к западу от него и выходящей в долинах рек Туюк-эчкеле-таш (и Эчкеле-таш) и Кень-су.

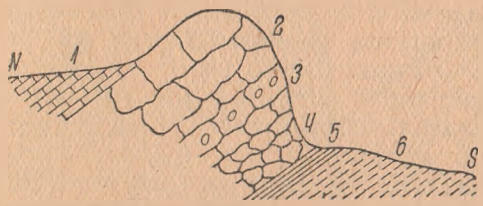


Рис. 34. Деталь разреза нижнего карбона и верховьев р. Туюк-эчкеле-таш.

1 — слоистые известняки с визейской фауной; *2* — массивные известняки с визейской фауной; *3* — темные известняки с внутриформационными конгломератами; *4* — брекчированные известняки; *5* — гипсоносные глины; *6* — буро-серые песчаники.

Р. Туюк-эчкеле-таш начинается от перевала Эчкеле-таш, сложенного хлоритово-серицитовыми сланцами, уже рассмотренными при описании долины Б. Джаланач. Немного южнее перевала полоса хлоритово-серицитовых сланцев обрывается тектоническим контактом, и река вступает в область развития песчанистых сланцев, перемежающихся с глинистыми и кремнистыми сланцами, согласно лежащими на слоистых известняках. Согласное залегание песчано-сланцевого комплекса на известняках еще лучше видно в верховьях р. Эчкеле-таш (правобережного притока Сары-джаса, расположенного на 6 *км* восточнее Туюк-эчкеле-таш).

Полоса известняков по Туюк-эчкеле-таш имеет ширину около 2,5 *км*. Северная ее часть сложена слоистыми известняками с обильной фауной визейских брахиопод и кораллов; эти известняки отчетливо падают по аз. 315° ∠ 25°. Южнее их лежат массивные известняки, также содержащие визейскую фауну. В нижней части массивных известняков лежат темные известняки, содержащие внутриформационный конгломерат из известняковой гальки и пропластки сланцев, полого падающих на северо-запад. Ниже их известняки сильно брекчиированы и налегают на красные глины, немного гипсоносные (рис. 34).

[1] П. А. Грюше.

Массивные известняки слагают те обрывы, которые резким уступом вздымаются над нижним течением речки. Высота резко повышающегося гребня этих известняков 3570 *м*, т. е. почти равна высоте перевала Эчкеле-таш. На топографической карте этот уступ резко выражен полосой скальных обрывов.

Южнее этой резко вздымающейся гряды известняков почти до самого Сары-джаса идет полоса песчаников, подстилающих известняки. Песчаники прорезываются р. Туюк-эчкеле-таш в нижней части ее течения, где они образуют полосу около 2,5 *км* шириной. Литологический состав их несколько изменяется от верхов к низам: в верхах свиты они серовато-красные, иногда даже серые, тогда как к низам становятся отчетливо красными и обогащаются дендритами. Их падение здесь отчетливое северо-западное ∠ 30°.

У самого устья Туюк-эчкеле-таш выходят сланцы «беркутской» свиты, падающие очень круто на юго-восток. Контакт их с песчаниками замыт, но резкое несогласие в элементах залегания этих свит заставляет принять этот контакт за тектонический.

Разрез «беркутской» свиты и обоснование ее нижнесилурийского возраста см. ниже, в описании долины р. Беркут.

Р. Кень-су берет свое начало у перевала Кара-кия и первые 5 *км* течет прямо на восток, а затем круто поворачивает на юг, протекая первые 4 *км* по песчанисто-известково-глинистым сланцам, круто падающим на север. Южнее сланцев проходит полоса известняков, падающих по аз. 20° ∠ 55°. Полоса известняков имеет ширину 1 *км*, после чего они сменяются биотит-микроклиновыми гранитами. Никаких следов воздействия гранитной магмы на известняки не видно. С юга к гранитам примыкают нижнесилурийские песчаники и сланцы «беркутской» свиты, причем в контакте с ними гранит катаклазирован.

На правом берегу Кень-су в 1 *км* выше устья, «беркутская» свита рассечена двумя дайками порфирита, имеющими северо-западное простирание (падающими по аз. 45° ∠ 70°); по определению О. И. Некрасовой — это хлоритизированный и карбонатизированный порфирит микролитовой структуры, состоящий из плагиоклаза, хлорита, кальцита и мелких рудных зернышек.

Долина р. Беркут. Р. Беркут берет свое начало несколько восточнее одноименного перевала, имеющего высоту 3757 *м*. Никаких явлений оледенения в районе пер. Беркут нет. С геологической стороны перевал изучался П. А. Гроссе в 1930 г. (24). Самый перевал сложен гранитами; спускающаяся с него вьючная тропа в 3 *км* от перевала выходит на небольшую, но довольно ровную площадку, возможно, соответствующую высоте дна древних каров. К востоку от этой площадки расположен лог, впадающий в р. Беркут и отлично вскрывающий в своих вершинах контакт гранитов и сланцев «беркутской» свиты. Сланцы налегают на выходящие от них к северу граниты и в зоне контакта превращены в кремнистые брекчии.

Эти брекчии сильно перемяты, содержат обломки сланцев

и лежат на граните, частью его покрывая, частью же к нему притыкаясь. Эта зона брекчий изобилует трещинами, выполненными кварцевыми и кальцитовыми жилами и ближе к контакту с гранитами имеет зеркала скольжения, круто падающие на северо-восток по азимуту от 35 до 60°. Этот азимут в общем совпадает с азимутом падения главной отдельности гранита.

Сланцевая свита при всей ее чрезвычайно интенсивной дислоцированности все же дает возможность установить совершено отчетливо общее падение по аз. 140° ∠ 55—60°. При тщательно пройденном глазомерной съемкой маршруте по вьючной тропе в области развития наиболее измятых, сильно окремнелых глинистых сланцев удалось подметить: 1) что складки имеют опрокинутость на северо-запад, 2) крылья опрокинутых складок часто разрываются, причем верхнее крыло местами волочится по нижнему и 3) наклон шарниров этих микротектонических нарушений имеет общую тенденцию к погружению на юго-запад.

Кроме указанных складчатых дислокаций, определенно можно установить и разрывы, которые: 1) секут почти вкрест общее простирание сланцевой свиты, а 2) по падению на северо-восток полностью совпадают с зеркалами скольжения брекчий.

С простираниями этих линий разрывов совпадают простирания даек жильных пород, а также кварцевых и карбонатовых жил; последние местами рудоносны.

К последним приурочено месторождение свинцовых и кобальтовых руд, послужившее объектом разведочных работ Среднеазиатского геолого-разведочного треста в 1932 и 1933 гг. Разведочные работы велись В. М. Бирюковым и инженером А. О. Кайзером. Кроме того В. М. Бирюков в 1931 г. наряду с поисковыми работами производил детальную геологическую съемку (10).

В своем отчете, к сожалению, бывшем в нашем распоряжении в течение крайне ограниченного срока, В. М. Бирюков дает богатый материал по геологии как самой долины Беркут, так и других правобережных притоков Сары-джаса, тяготеющих к Беркуту. В смысле стратиграфии работы партии В. М. Бирюкова особенно ценны тем, что ее сотруднику, Д. П. Резвому, удалось найти в породах «беркутской» свиты остатки трилобитов, по мнению В. Н. Вебера принадлежащих роду *Illaenus*, и щеки форм семейства *Trinucleidae* (*Tretaspis* sp.). Так как *Trinucleidae* встречается исключительно в нижнем силуре, то тем самым было положено начало бесспорного установления возраста «беркутской» свиты.

Низы «беркутской» свиты состоят преимущественно из аркозовых песчаников, примыкающих непосредственно к гранитам перевала Беркут. В зоне контакта граниты и песчаники всюду катаклазированы. Аркозовые песчаники лучше всего обнажены в верховьях р. Беркут.

Среднюю часть «беркутской» свиты слагают всевозможные глинистые, песчанистые и кремнистые сланцы разнообразных

оттенков от черных до серых и желтых благодаря наличию в них гипса и серы. Дислоцированность этой части разреза по сравнению с нижележащими песчаниками несравненно большая: они чрезвычайно измяты и разорваны рядом мелких разрывов. Чем ближе к их верхам, тем в них заметна все большая окремнелость сланцев. Этот отдел разреза одинаково хорошо прослеживается по долинам Беркута и Муз-булака (небольшого притока Сары-джаса, к западу от Беркута).

Наконец, третий верхний отдел «беркутской» свиты состоит из перемежаемости зеленоватых песчаников с красными, зеленоватыми, черными и серыми окремненными глинистыми сланцами и известково-глинистыми сланцами. Дислоцированность этой окремненной части резреза меньшая, чем подстилающих их сланцев с гипсом и серой. Внешний вид окремненной части их чрезвычайно характерен: это разноцветные яшмовидные породы, которые Кейдель назвал радиоляритами и приписывал им, правда с большими оговорками, девонский возраст (126). Эта часть разреза в своих низах вскрывается рекой Беркут, но в большей своей части р. Муз-булак. Верхи ее переходят на левый берег Сары-джаса.

Из этих разрезов видно, что «радиоляриты» отнюдь не слагают целиком верхов «беркутской» свиты, а являются лишь отдельными, подчас мощными в ней пропластками, перемежающимися со сланцами и главным образом с песчаниками.

В районе рр. Беркут и Кара-таш (небольшой приток р. Сары-джаса, расположенный к востоку от Беркута) «беркутская» свита сечется вкрест дайками магматических пород. Эти дайки были констатированы П. А. Грюше уже в 1930 г. В. М. Бирюков нанес их на свою карту в гораздо большем числе и изучил их петрографический состав. По его данным, это габбродиориты, в южных своих частях переходящие в фельзитпорфиры [карта В. М. Бирюкова (10) и его личные сообщения].

Система р. Оттук. Река Оттук берет свое начало среди большого гранитного поля, расположенного к западу от перевала Кара-кыр. В верховьях Оттука есть небольшие ледники.

В расстоянии 1—1½ *км* от конца ледника р. Оттук вступает в область развития хлоритово-сланцевых и порфиритовых пород, уходящих широкой полосой на восток. По данным С. С. Шульца эта сланцевая полоса продолжается до Баянкола, где на сланцах залегают доломитизированные известняки с фавозитами. В силу указанных обстоятельств С. С. Шульц придает этой полосе «хлоритовых сланцев» условно верхнесилурийский возраст (99). Для всей полосы «хлоритовых сланцев» характерны магматические контакты с гранитами. Небольшие штоки последних неоднократно внедряются в сланцы.

В верховьях Оттука подобный магматический контакт, по-видимому, выражен многочисленными жилами кварца, проникающими сланцевые породы и порфириты, а также наличием часто встречаемых в осыпях сульфидов.

В одном из безымянных притоков Оттука, берущем начало

к югу от перевала Чон-ашу, среди сланцевой свиты виден утес, сложенный гранитом и изобилующий шлирами горнблендита; немного севернее граниты принимают ленточный вид и при микроскопическом исследовании дают картину очкового гнейса. Полевые наблюдения не дают возможности говорить здесь о наличии полосы гнейсов и их наличие скорее вяжется с предположением о чисто локальном контактовом изменении сланцевой свиты.

Ниже описанных сланцев р. Оттук течет среди порфировидных гранитов и гранодиоритов.

Массив гранодиоритов выходит в вершине р. Беркут Западной (левобережного притока Оттука, берущего начало к западу от перевала Беркут). Здесь при спуске с перевала Беркут в западном направлении (в сторону Оттука), к северу от тропинки гранодиориты вполне отчетливо секутся жилой мелкозернистого красного гранит-аплита. Ниже по течению р. Беркут Западной гранодиориты сменяются порфировидными гранитами. Последние у впадения р. Беркут Западной в Оттук рассекаются кварцево-полевошпатовой жилой, содержащей сульфиды и отчетливо падающей по азимуту 165° под углом 55°. Порфировидные граниты, местами переходящие в аплитовые, слагают долину Оттука до устья р. Кашка-су (правобережного притока Оттука).

В верховьях Кашка-су среди обильных флювиогляциальных и моренных насосов кое-где видны выходы глинистых и хлоритовых сланцев, а также яшмовидных сланцев, характерных для «беркутской» свиты. Возраст их здесь остается не совсем ясным. Сланцы имеют почти меридиональное простирание и образуют с развитыми к северо-западу от них гранитами водораздела тектонический контакт с зеркалами скольжения, круто падающими по азимуту 125°.

На левом берегу Оттука, тотчас ниже устья Кашка-су, хорошо виден контакт между аплитовыми гранитами и «беркутской» свитой. Граниты имеют здесь отдельности, падающие по азимутам: 1) 35°, под углом 55°, 2) 320°, под углом 65°, 3) 185°, под углом 60°. На них непосредственно лежат тонкослоистые песчано-глинистые сланцы «беркутской» свиты, падающие по азимуту 162°, ∠ 75°.

Начиная с устья Кашка-су на всем нижнем течении реки Оттук обнажаются в основном различные горизонты «беркутской свиты».

На правом берегу выходят преимущественно верхи «беркутской» серии, представленные окремнелыми сланцами типа яшмовидных «радиоляритов». В средней части левого борта встречаются глинистые сланцы средней части ««беркутской» свиты. У устья Оттук снова сечет яшмовидные сланцы.

Глинистые сланцы явно подстилают яшмовидные. Для тех и других всюду хорошо выдерживается общее падение на юго-восток под углами около 60°.

У устья левого притока Оттука, р. Ольджобая, сланцы

сильно перемяты и среди них проходит брекчия, имеющая мощность 10—15 *см* и содержащая сульфиды. Здесь же попадаются валуны гранита, явно вынесенные из верховий Ольджобая.

Долина р. Куйлю Восточной. От перевала Куйлю, расположенного на высоте 4230 *м*, берут начало две одноименные реки. Одна из них течет на запад и впадает в р.Иртыш, в своих низовьях известную под названием Уч-куль; другая же течет на восток и непосредственно впадает в Сары-джас.

«Перевал Куйлю представляет собою меридионально вытянутый узкий гребень, вершина и крутые склоны которого покрыты мелкой щебенкой известково-песчанисто-глинистой свиты. С севера перевальная седловина ограничена круто поднимающейся над ней грядой известняков, отделяющихся от сланцев тектоническим контактом. К югу от перевала находятся фирновые поля ледников, спускающихся восточнее и западнее перевала по долинам западной и восточной Куйлю». Так описывает перевал Куйлю С. С. Шульц (101).

По данным С. С. Ларка перевал Куйлю расположен среди нижнекаменноугольных отложений, и тотчас к югу от него проходит линия тектонического контакта, отделяющего нижнекаменноугольные породы от метаморфических сланцев (51).

С. С. Шульц указывает, что ледник, спускающийся по долине восточной Куйлю, находится в состоянии наступания. Признаки наступания констатируются им и для другого близко лежащего ледника, причем подчеркивается, что явление наступания представляет собой исключительный случай для ледников Центрального Тянь-Шаня (101).

Ниже перевала р. Куйлю течет по широкой долине, направление которой совпадает с простиранием нижнекаменноугольных пород; русло реки проходит по границе развитых в правом ее борту сланцев и твердых песчаников и известняков ее левого борта.

Геологическое строение левого борта долины Куйлю Восточной вскрыто ее левобережными притоками Каракол-тор, Сарычат, Шаркратма и Мола, из которых первые два описаны С. С. Ларком (51), а последние П. А. Грюше (25).

В верховьях всех указанных рек выходят граниты и гранодиориты водораздельной части хр. Терскей-алатау, покрытые фирновыми полями и ледниками; в долинах их встречаются моренные и флювиогляциальные отложения.

Южнее гранитов проходит полоса метаморфических сланцев, возраст которых для долин Каракол-тор и Сары-чат С. С. Ларк принимает за нижнепалеозойский; их контакт с интрузивами автор на своей карте показывает как тектонический по поверхности, круто падающей на северо-запад, но обоснований тектонических соотношений в тексте не приводит (51). В верховьях р. Мола выходит лишь небольшой обрывок довольно слабо метаморфизованных сланцевых пород, контакт которых с гранитами по данным П. А. Грюше остался не вполне ясным.

Не вполне ясен также вопрос и о возрасте сланцев. Из описания С. С. Ларка нельзя установить их полного литологического сходства с обычными метаморфическими сланцами водораздельной части хр. Терскей-алатау; точно также и по наблюдениям П. А. Грюше небольшой клочок сланцев верховий р. Мола не типичен для выделенной на карте свиты метаморфических сланцев. Весьма возможно, что последующие исследователи найдут более правильным отнести их к свитам, входящим в состав силура, поскольку для них характерно обилие глинистых и хлоритовых сланцев, наличие рассланцованных кристаллических известняков и порфиритов.

Оговаривая неполное соответствие «нижнепалеозойской» сланцевой свиты долины Куйлю восточной свите метаморфических сланцев, развитых в других пунктах юго-западной четверти листа К-44-А, мы все же в настоящий момент воздерживаемся от вынесения этих оговорок на карту.

Южнее полосы метаморфических сланцев левобережные притоки Куйлю вскрывают свиту сланцев и известняков нижнего карбона, возраст которой документируется находкой С. С. Ларка в черных битуминозных известняках *Productus rectestria* Grob. (51).

В средней части долины р. Мола в состав песчано-сланцевой свиты этой полосы входят оригинальные известняки; их розоватая окраска и довольно рыхлое сложение придают им столь специфичный внешний вид, что трудно указать в пределах листа другой пункт, где бы выходили такие известняки. Фауны в них найти не удалось; вмещающая их сланцевая свита по своей литологии может быть отнесена как к силуру, так и к нижнему карбону; последнее более вероятно, если их сопоставить с находками С. С. Ларка к западу от р. Мола нижнекарбоновой фауны.

У устья Мола в пределах нижнекаменноугольной полосы виден оригинальный утес, сложенный мрамором, перемежающимся с черными глинистыми сланцами, в верхней части веерообразно расходящимися.

Правобережные притоки р. Куйлю Восточной вскрывают геологическое строение северных склонов хр. Куйлю-тау. Интересные данные приводит С. С. Ларк для р. Бордо-тюра, спадающей в Куйлю шестью километрами ниже устья Каракол-тора (51). По его данным в вершине реки у водораздела Куйлю-тау из-под ледников выходят гнейсы, с северной стороны надвинутые на окремнелую песчано-сланцевую свиту «нижнепалеозойского» возраста, имеющую, однако, общие черты с нижним силуром перевала Беркут.

Севернее сланцевой полосы «нижнего палеозоя» проходит узкая полоса сиенитаплитов, прослеженная и к западу от Бордотюра на 10 *км*, после чего она заканчивается, будучи с юга и севера оборвана тектоническими контактами. Восточнее от Бордотюра (по р. Орой-су) сиенитаплиты, по наблюдениям П. А. Грюше, сменяются биотит-роговообманковым кварцевым диоритом,

содержащим сфен и апатит. Севернее указанных магматических пород по правому берегу Куйлю до устья р. Киндык выходят сланцевые горизонты нижнего карбона. Контакт их с магматическими породами, по данным С. С. Ларка и П. А. Грюше, тектонический.

По наблюдениям П. А. Грюше, общая видимая мощность нижнекаменноугольных сланцев по р. Орой-су составляет 1280 *м*; среди сланцев обнаружены два пропластка известняков, мощностью около 30 *м* каждый (фауна в них не была найдена). Известняки отчетливо падают по аз. 135° ∠ 35°, т. е. уходят под развитый к югу от них кварцевый диорит.

Особо следует остановиться на притоке р. Куйлю Восточной, р. Киндык, вытекающем из ледников, расположенных около наивысших точек хр. Куйлю-тау. Одна из этих точек (2480 двухверстки) возможно соответствует пику Эдуарда, обозначенному на карте, приложенной к работе В. В. Сапожникова «Очерки Семиречья» (82).

Крайними выходами коренных пород, до которых удалось добраться по Киндыку, оказались катаклазиты. По внешнему виду они выглядят как гнейсы, за каковые и были приняты в поле. Под микроскопом они обнаружили роговиковую структуру, сильную карбонатизацию и эпидотизацию; полевые шпаты сильно пелитизированы; много вторичной роговой обманки, хлорита, эпидота; крупные кристаллы сфена и апатита. Зерна породообразующих минералов мелко раздроблены и соприкасаются между собою вплотную зазубренными краями.

Совершенно отчетливые плоскости сланцеватости в катаклазитах падают по азимуту 320° ∠ 70°, но по мере продвижения к югу замеры дают другие результаты: сначала плоскости сланцеватости стоят почти на головах, а дальше начинают приобретать чрезвычайно крутое падение по аз. 170°.

Судя по валунам, надо думать, что у водораздела выходят уже граниты, рвущие этот катаклазит, так как в моренах попадаются куски катаклазита, интрудированные гранитом не только по плоскостям сланцеватости, но и вкрест их. К северу от катаклазита идет узкая полоса глинисто-сланцевых пород с прослойками известняка, отнесенных к беркутской свите.

Севернее сланцевой полосы на протяжении 5 *км* оба борта Киндыка сложены гранитами. Граниты по внешнему виду могут быть разделены на серые и розовые; есть между ними и микроскопическое различие, которое О. Н. Некрасова ставит в связь с их разновозрастностью.

Около устья Киндык прорезает ту же полосу карбоновых сланцев, что и более западные притоки Куйлю, с той только разницей, что здесь сланцевая свита, непосредственно притыкаясь к гранитам, стоит на головах. Никаких контакт-метаморфических изменений в сланцах обнаружить не удалось, но с другой стороны и образцы гранита, взятого недалеко от линии контакта, не обнаруживают катаклаза.

В 0,75 *км* от впадения в Куйлю на левом берегу Киндыка

выступает резким уступом пропласток известняка среди сланцевой свиты карбона: он вполне соответствует таковым же прослойкам той же свиты по Орой-су и, вероятно, аналогичен своеобразной скале у устья Мола.

У устья Киндыка заканчиваются выходы карбона по правому берегу Куйлю; левый ее берег выходит из пределов карбона немного выше (около устья р. Шаркратма, где появляются граниты). Пройдя граниты у устья Шаркратмы и граниты, вскрытые р. Киндык, переходящие также на левый берег Куйлю, р. Куйлю вступает в полосу пород «беркутской» свиты, которую пересекает почти вкрест ее простирания. Перед впадением в Сары-джас р. Куйлю прорезает также полосу гнейсов. Соотношения между этими породами лучше всего видны по р. Б. Сары-гулат, на описании которой также следует остановиться.

Р. Б. Сары-гулат берет начало в ледниках, расположенных между верховьями Киндыка и М. Талды-су, таким образом до водораздела хр. Куйлю-тау вершина р. Б. Сары-гулат не доходит. Ниже ледников долина завалена конечными моренами гранитного состава. Здесь же в правом борту долины выходят граниты, рассеченные мощными (до 10 *м*) жилами диабаза, имеющего простирание на северо-восток по азимуту 55°. Эти граниты являются продолжением гранитного массива, развитого в ур. Куру-сай и слагающего левый борт М. Талды-су. Точно также и проходящая к северу от них полоса гнейсов является продолжением таковой из ур. Арпа-токтыр. (Эти породы будут подробнее охарактеризованы при описании урочищ Куру-сай и Арпа-токтыр.)

Далее идет свита сланцев песчанистых и кремнистых. Сделанные из них шлифы показывают, что песчанистые сланцы метаморфизованы и состоят из зерен кварца и преимущественно кислого полевого шпата, сцементированных кальцитом, хлоритом и серицитом; структура их тонкозернистая. Кремнистые сланцы имеют афанитовую эвтакситовую структуру и состоят из кварца и серицита; кроме того они пронизаны сетью кварцевых жилок. Такой состав сланцевой серии и ее внешний вид, а равно и непосредственный переход по простиранию в ур. Шукюр и оттуда в район р. Беркут позволят сопоставить эти сланцы с подробно изученной в районе Беркута «беркутской» свитой сланцев, отнесенных там на основании найденных трилобитов к нижнему силуру. Здесь в районе Сары-гулата выходят лишь верхние горизонты этой свиты.

Простирание ее всюду, где его удавалось надежно замерить, северо-восточное по азимуту 55°, т. е. близко к простиранию рассекающих гранитный массив диабазовых жил; падение на юго-восток под углом около 70°, т. е. близко к среднему общему падению «беркутской» свиты. Чрезмерная измятость «беркутской» свиты в левом борту Б. Сары-булата и некоторое изменение ее простирания лучше всего может быть объяснено наличием тектонического контакта сланцев с развитыми к югу от них грани-

тами и гнейсами. Тектонический контакт выражен выпадением низов сланцевой свиты. Гнейсы у контакта катаклазированы.

Для соседней долины (М. Сары-гулата) С. С. Шульц указывает на наличие в контакте зеленых похожих на сланцы милонитов (101).

По всей долине Куйлю Восточной развиты речные террасы, описанные В. В. Сапожниковым (82), П. А. Грюне и С. С. Шульцем. Последний автор, основываясь на геоморфологическом анализе речных террас, делает некоторые интересные выводы о новейших (послеледниковых) движениях; по его мнению верховья Куйлю и часть ее течения около устья Сары-чата соответствуют области молодого поднятия, тогда как промежуточный между ними отрезок, лежащий у устья Каракол-тора, является областью опускания; речные террасы низовья Куйлю стоят в связи с историей развития долины Сары-джаса (101, стр. 98—99 и 104—105).

Урочища Шукюр и Арпа-токтыр. Под этими названиями на карте показаны разделенные друг от друга глубокой долиной нижнего течения Куйлю ровные пенепленизированные поверхности сыртов, по мнению С. С. Шульца (101, стр. 104), выработанные денудацией в дотретичное время.

На поверхности ур. Шукюр выходят сланцы, которые в верховье небольшого ручья Кара-джилга (текущего на юг в Куйлю и расположенного в средней части южных склонов урочища) покрыты красноцветными, неслоистыми, плотными и несколько брекчиированными глинистыми породами, имеющими мощность около 30 *м*. Лишь основываясь на их красноцветной окраске, им условно можно приписать третичный возраст.

При спуске с ур. Шукюр по логу Кара-джилга виден разрез верхних горизонтов «беркутской» свиты, особенно интересный в том отношении, что в нем хорошо вскрыты соотношения плотных, сильно окремнелых и разноцветно-окрашенных яшмовидных сланцев («радиоляритов» Кейделя) с нормальными глинистыми и песчанистыми сланцами. В разрезе по Кара-джилга яшмовидные пестроцветные сланцы переслаиваются с обычного вида глинистыми, подчас переходящими в песчанистые, сланцами. Этим еще раз подтверждается принадлежность яшмовидных сланцев к «беркутской» свите.

Падение «беркутской» свиты по ручью Кара-джилга и на плато урочища Шукюр всюду юго-восточное по азимутам 150—160° под углами около 60°.

У самого устья лога Кара-джилга в обрыве третьей (снизу) террасы видны серовато-голубые глины, лежащие горизонтально и имеющие мощность 15—20 *м*. Наличие голубовато-серых глин в речном аллювии представляет собою исключительное явление для описываемой части Тянь-шаня.

В этой части долины Куйлю речные террасы достигают своей максимальной ширины, доходящей до 1 *км*; это урочище Май-саз, южнее которого расположен ровный сырт Арпа-токтыр, поднятый на высоту 3600 *м*.

Арпа-токтыр сложен сланцами «беркутской» свиты, которые

шестью километрами ниже устья Б. Сары-гулата сменяются гнейсами. Гнейсы контактируют со сланцами как раз в том месте, где ровный сырт Арпа-токтыр переходит в крутые, утесистые обрывы его северного склона.

Около контакта со сланцевой свитой гнейс стоит на головах, имея северо-восточное простирание, несколько южнее уже видно отчетливо очень крутое падение плоскостей сланцеватости гнейсов на юго-восток. Вскоре гнейсы сменяются сперва змеевиками, а затем мраморами, подчиненными гнейсовой свите и залегающими с ней согласно. Мрамор белый чистый, сахаровидный, прекрасно кристаллизованный, но лишенный какой-либо слоистости.

Севернее гнейсов с подчиненными им мраморами на северном склоне ур. Арпа-токтыр и ур. Май-саз выходят песчаники и сланцы «беркутской» свиты. Около контакта эти песчаники стоят на головах, имея простирание по аз. 70°; севернее они круто падают на северо-запад. Самый контакт представлен гранитным катаклазитом. Он изображен на рис. 35.



Рис. 35. Соотношение гнейсов в Куйлю-тау с „беркутской" свитой S_1 в ур. Арпа-токтыр.

На северо-восточной оконечности Арпа-токтыр также выходят гнейсы, здесь сильно перемятые и гофрированные, что крайне затрудняет определение плоскостей сланцеватости.

Петрографически можно различить две разновидности гнейсов: 1) роговообманково-биотитовую и 2) биотитово-микроклиновую. Структура тех и других гранобластическая и обе разности сильно эпидотизированы. Эпидотизация связана с жилками гранита, пронизывающими гнейсы как по плоскостям сланцеватости, так и секущими эти плоскости. Полевое наблюдение привело к заключению, что граниты интрудируют гнейсы; микроскопический анализ подтвердил это положение. Сильно эпидотизированные породы, связанные с жилами рвущих гнейс гранитов, под микроскопом оказались диопсидовыми роговиками. Их структура роговиковая, минералогический состав: кварц, микроклин, кислый плагиоклаз и большое количество пироксена, эпидота, кальцита, а также сфена и апатита (причем оба эти минерала в больших кристаллах) и циркон.

Южные склоны ур. Арпа-токтыр сложены гранитными породами. В непосредственной близости к южной границе гнейсов эти породы представлены катаклазированными сиенит-аплитами.

Пятью километрами к западу отсюда в гнейсовом массиве, около его южной границы с гранитами, снова констатированы мраморы. В контакте между гнейсами и подчиненными им мраморами и гранитами здесь выходят милонитизированные разгальцованные аплиты.

Южнее линии непосредственного контакта выступают катаклазированные гранодиориты, сильно эпидотизированные и прорезанные рядом жил диабазового порфирита. Две жилы замерены в восточной части южного склона ур. Арпа-токтыр у аллювиальной террасы р. Куйлю; мощность одной из них оказалась равной 2, а другой — 3 *м*; обе они совершенно отчетливо падают по азимуту 195° ∠ 65°.

Выходящие к югу от описанных контактов гранитные породы слагают собою однообразный массив, расчлененный рядом сухих саев (ур. Куру-сай). Это однообразие нарушается только небольшим обнажением, находящимся на левом берегу самого северного из этих саев, у самого его устья и расположенным в 1 *км* южнее уже описанных жил диабазовых порфиритов на южном склоне ур. Арпа-токтыр. Оно представлено немыми известняками видимой мощности 20 *м*, падающими по азимуту 305° ∠ 35° и покрытыми (повидимому согласно) известняковыми тонкозернистыми аркозовыми песчаниками, характерными для силурийских свит, развитых в долинах Б. и М. Талды-су.

Р. М. Талды-су. Долина М. Талды-су начинается у водораздела хр. Куйлю-тау. Самый водораздел представлен крутой стеной ледникового цирка и сложен мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, имеющими видимую мощность не менее 200 *м* и круто (∠ 70°) падающими на юго-восток. Этими песчаниками начинается разрез песчано-сланцевой свиты нижнего силура, слагающей верховья и правый борт р. М. Талды-су. В состав свиты, помимо аркозовых песчаников ее низов, входят известково-хлоритовые глинистые и кварцево-серицито-полевошпатовые сланцы и пропластки известняков.

Вся эта свита лежит без видимых согласий, но с возможными разрывами. Ее суммарная мощность по М. Талды-су может быть оценена цифрой около 1500 *м*. Падение направлено на юго-юго-восток при углах наклона около 60—70°.

На гранитах она лежит трансгрессивно, но в ряде отдельных мест этот первичный характер залегания нарушен вторичными передвижками.

В области морен, спускающихся с левой стороны долины М. Талды-су, можно наблюдать коренную скалу, хорошо иллюстрирующую такой характер контакта описанной аркозово-сланцевой свиты с развитыми к северу от нее гранитами.

Здесь крупнозернистый аркозовый песчаник с кварцево-серицитовым цементом, повидимому образовавшийся in situ, отделен от катаклазированного гранита зеркалами скольжения. Гранит чрезвычайно интенсивно деформирован (трещины дробления, изогнутия и пр.). Зеркала скольжения круто падают по азимуту 140°.

В некотором удалении от тектонического контакта граниты встречаются в нераздробленном виде; это микропертитовые сфеновые граниты.

В расстоянии 3 *км* выше устья притока (р. Джилга) в левом борту М. Талды-булака снова появляются аркозовые песчаники,

также находящиеся в тектоническом контакте с гранитами; они тянутся на протяжении 3 *км* до устья Джилги. Ниже Джилги весь левый борт М. Талды-су сложен аплитовидным микроклиновым гранитом.

В низовьях правого борта р. М. Талды-су имеются контакты катаклазированного микроклинового гранита и аркозовых песчаников.

Свита аркозов и сланцев, развитая в долинах рек М. и Б. Салды-су, переходит также и на левый берег Тары-джаса, где в ней Д. И. Яковлевым найдены органические остатки, подтверждающие предположение о ее нижнесилурийском возрасте (см. главу Стратиграфия, нижний силур).

Долина р. Б. Талды-су (правый приток Сары-джаса). В верховьях р. Б. Талды-су хребет Куйлю-тау достигает своих наибольших высот. Высота гор Менгу 5029 *м* всего лишь на 153 *м* ниже расположенной в 6 *км* от нее точки 2480, повидимому соответствующей пику Эдуарда. Такая высота делает мало доступными верховья Б. Талды-су и ее правобережных безымянных притоков.

Ниже фирновых полей гор Менгу верховья долины сплошь завалены моренным материалом. В левом борту долины выходят узкой полосой граниты. Такие же граниты и тоже узкой полосой переходят и на правый берег р. Талды-су и выступают как раз в том месте, где течение реки из меридионального направления изменяется в восточное. Это аляскитовые катаклазированные граниты. Они протягиваются узким барьером, разделяющим осадочные свиты.

Для осадочной свиты здесь можно дать два разреза: один разрез, расположенный к северу от гранитной полосы и слагающий левый борт верховий долины Б. Талды-су, является непосредственным продолжением разреза верховий М. Талды-су. Это те же аркозы и сланцы, падающие на юго-юго-восток, а потому вскрытые долиной Б. Талды-су также и в своих более высоких горизонтах, чем то имело место по М. Талды-су.

Так как они непосредственно примыкают к полосе катаклазированных гранитов, то естественно допустить, что их верхи тектонически оборваны. Падают они также на юго-восток, но под более крутыми углами, чем нижележащие горизонты той же свиты в верховьях М. Талды-су.

Другой разрез прослежен двумя маршрутами в южном борту верховий Б. Талды-су, к югу от полосы катаклазированных гранитов.

Этот разрез представлен в основном тоже темными глинистыми сланцами, изобилующими, особенно в своих верхах, гальками средней окатанности нижеследующих пород: аплитовидных биотитовых гранитов, ороговикованных фельзитов, мелкозернистых перекристаллизованных известняков, карбонатизированных порфиритов и карбонатизированных неравномерно-зернистых песчаников. Вся эта свита имеет мощность 200—300 *м* и отчетливо падает на юг, т. е. под г. Менгу, имея углы падения

65—70°. Южнее ее и, повидимому, выше стратиграфически лежат, вернее стоят на головах, шиферные сланцы, мощностью 100—150 *м*. Они непосредственно примыкают к крутой стене гор Менгу.

Н. А. Беляевский достиг этой стены и частично на нее поднялся. Его наблюдения дают возможность сделать заключение о строении гор Менгу; они сложены слоистыми известняками, очень тонкозернистыми и имеющими пестрые окраски, что отчасти объясняется их озмеевикованием. На том небольшом участке, где известняки были достигнуты, непосредственные замеры горным компасом показали, что они падают по азимуту 185° ∠ 85°.

О мощности известняков Менгу здесь нельзя составить никаких определенных понятий.

Средняя часть долины Б. Талды-су покрыта флювиогляциальными и аллювиальными отложениями и лишь около устья река врезывается в коренные породы. Здесь П. А. Грюше был промерен разрез левого борта долины, расчлененный на 30 горизонтов глинистых, кремнистых, известковистых сланцев разных окрасок, песчаников и конгломератов. Суммарная мощность 30 горизонтов около 1100 *м* (25). Общее падение песчано-сланцевой свиты на юго-восток аз. 145°, под углами 65—70°.

С южной стороны этот разрез тектонически ограничивается выходом небольшого обнажения сильно раздробленного катаклазита. Здесь же на узком мысу, образованном между устьем Б. Талды-су и Сары-джасом, рядом с катаклазитом видны всевозможные сланцы, причудливо измятые и перебитые.

Ниже устья Б. Талды-су Сары-джас опять вступает в узкое ущелье. Тотчас за устьем Б. Талды-су обнажаются граниты, рассеченные жилами диабазового порфирита. Высоко на этих гранитах налегает свита эффузивных пород. Внизу эффузивной толщи непосредственно на гранитах лежат порфировые туфы.

Описанные эффузивы как бы шапкой покрывают гранит и их можно проследить и внизу по Сары-джасу, причем 2 *км* ниже устья Б. Талды-су они спускаются и уже выступают на небольшой высоте над уровнем воды. Здесь они представлены миндалекаменными порфиритами спилитового типа.

Тотчас к югу от гранитов и покрывающих их эффузивных пород и, очевидно, находясь с ними в тектоническом контакте, выходит свита сланцев и известняков, по простиранию и залеганию соответствующая свите сланцев и известняков правого борта верховий Б. Талды-су у обрыва гор Менгу. Сланцы и известняки сильно рассланцованы и имеют характерные пестрые окраски; они стоят на головах, имея простирание по азимуту 60°. Видимая их мощность около 1000 *м*.

Возраст сланцев и известняков гор Менгу косвенно определяется как нижнекаменноугольный на основании находок Д. И. Яковлева верхнетурнейской — нижневизейской фауны в валунах известняка в верховьях левобережного притока Сары-джаса р. Талды-су (см. главу Стратиграфия, нижний карбон).

К югу от известняков и сланцев гор Менгу идут граниты. В контакте залегает брекчия и соприкасающиеся с нею с южной стороны граниты отличаются от гранитов, слагающих южный склон Куйлю-тау, своим мясо-красным видом.

Система реки Сары-чат — Ирташ — Уч-куль. Названная система одной реки, на протяжении своего длинного течения несколько раз меняющей свое название, входит в пределы юго-западной четверти листа К-44-А лишь своими верховьями: р. Сары-чат и верхним течением р. Ирташ.

Долина р. Сары-чат. Река Сары-чат берет свое начало к северу от массива Ак-шийряк у водораздела бассейна Аральского моря и Тарима. В истоках р. Сары-чат выходят лишь одни ледниковые отложения, лежащие здесь на высоте 3800 *м*.

Сбегающие от перевала к Джуукучак левобережные притоки р. Сары-чат в своих верховьях вскрывают граниты Терской-ала-тау, южнее которых располагаются метаморфические сланцы. Тотчас к югу от перевала Джуукучак в правом борту долины П. А. Грюше в контакте гранитов со сланцами были констатированы грейзенизированные породы (27).

Коренными обнажениями р. Сары-чат, после выхода ее из области развития ледниковых отложений, являются известняки, известково-глинистые сланцы и конгломераты, развитые по правобережным притокам ее верховий. Близ устья одного из этих притоков (Орой-су) С. В. Калесником и С. В. Эпштейном была найдена турнейская фауна, по определению Д. В. Наливкина, состоящая из следующих видов: *Productus* ex gr. *semiroticulatus*, *Pr.* cf. *pixydiformis*, *Spirifer* ex gr. *tornacensis*, *Spirifer* sp., *Leptaena analoga* Phill., *Capulus* sp., *Brachythyris* cf. *suborbicularis* (34 стр. 381).

Для дальнейшей части долины р. Сары-чат использованы данные С. С. Шульца (101, стр. 93—96) и С. С. Ларка (51).

Выше устья левобережного притока Сары-чата—реки Бороко долину Сары-чата пересекает изогнутая полоса фиолетово-серых конгломератов, падающих на левом берегу реки на юго-восток аз. 120° ∠ 20°, а на правом — на северо-восток аз. 65° ∠ 70°. Ниже устья Бороко видна вторая, более мощная полоса конгломератов, пересекающая долину Ирташ ниже камня Ирташ и вытянутая с северо-востока на юго-запад. С юго-востока конгломераты ограничены тектоническим контактом, отделяющим их от зеленовато-серых аркозовых песчаников с кварцево-серицитовым известковистым цементом, также имеющим северо-восточное простирание и очень крутые углы падения. И песчаники и конгломераты пересечены рядом мелких разломов. Конгломераты имеют известково-песчанистый цемент и содержат гальку (до 15 *см*) известняков, известково-кристаллических сланцев, андезитовых порфиритов, известкового песчаника и глинистого сланца. В гальке конгломерата в известняках была встречена микрофауна: *Orobias* sp., *Endothyra* sp. и обрывки мшанок (101, стр. 93).

В гальке конгломерата С. С. Ларком были встречены *Bellerophon* sp. (51).

Долина р. Ирташ. Ниже устья Бороко река Сары-чат получает название Ирташ. Долина ее заметно расширяется и текущая река сечет карбоновые свиты почти вкрест их простирания.

Основываясь на морфологических данных, С. С. Шульц аргументирует здесь ряд мелких тектонических подвижек весьма молодого возраста, интересных в том отношении, что линии размывов из юго-восточных и юго-западных переходят почти в меридиональные (101, рис. 34).

Интересно отношение разных фаций нижнего карбона у устьев левобережных притоков р. Ирташ — Борду. Здесь видно, что на темносерой известково-песчано-глинистой свите, образующей антиклинальную складку, переходящую в синклиналь, лежит другая свита красных аркозовых песчаников, выше переходящих в свиту, похожую на нижнюю. В осыпи около обнажения был встречен обломок красного известковистого песчаника с обломками раковин, напоминающих визейские, а в красных конгломератах верхней свиты был найден *Pr. rectestria* Gröb.

Для объяснения этих соотношений С. С. Шульцем высказываются два предположения. Во-первых, он говорит о возможности рассматривать красные конгломераты как внутриформационные и объяснять срезывание ими второстепенных складок нижней свиты последующим надвигом верхней свиты на нижнюю; такое объяснение может быть увязано с находящейся восточнее зоной тектонических разрывов. Другое соображение С. С. Шульца исходит из предположения о неодинаковом возрасте нижней и верхней свит, исходя из чего он пишет: «если окажется, что описанная выше нижняя свита является нижним силуром, — трансгрессивное залегание на ней нижнего карбона сделается вполне вероятным» (101, стр. 96).

Ниже устья рек Борду на левом склоне р. Ирташ видны надвинутые на запад катаклазированные известняки и зеленовато-серые песчаники и сланцы, отделенные милонитами от катаклазированных гранитов и гнейсов. С. С. Шульц указывает на северо-восточное простирание сланцеватости этих пород. С. С. Ларк на своей карте рисует совершенно меридиональный тектонический разрыв (101, 51).

С. С. Ларк дает описание тектонического контакта нижнего карбона с «нижнепалеозойскими» сланцами и гнейсами по долине р. Чомой, небольшого правобережного притока р. Ирташ. Северный ее склон завален осыпями, а южный крутой и прорезан узкими оврагами. В одном из этих оврагов наблюдается разрез нижнекаменноугольной свиты с пропластками известняка, содержащего *Productus rectestria* Gröb. Свита сидит на головах и имеет северо-восточное простирание по аз. 45°; ее мощность более 320 *м*.

Нижнекаменноугольная свита находится в контакте с «нижним палеозоем», разрез которого С. С. Ларк дает в таком виде:

1. Известняк серый тонкослоистый, падающий на юго-восток аз. 140° ∠ 80° мощность 100 *м*.

2. Песчаник темносерый массивный, мощность 50 *м*.

3. Пласт тонкослоистого песчаника, мощность 2 *м*.

4. Сланец винокрасный и светлозеленый, сильно перемятый, мощность 300 *м*.

5. Черный хлоритовый сланец, мощность 100 *м*.

6. Порфирит, прорывающий границу между известняками и сланцами, мощность 10 *м*.

7. Известняк серый полосчатый тонкослоистый, падающий по аз. 325° ∠ 80°; аналогичен известковым сланцам Терской-алатау.

8. Сланец черный, песчано-глинистый и хлоритовый.

Дальше в правом борту оврага обнажается метаморфическая свита, в состав которой входят гнейсы, мраморы, рассланцованные порфириты и туфы (51).

С. В. Калесник и С. В. Эпштейн несколько иначе описывают как долину р. Чомой, так и соотношения карбоновых свит с гнейсами. Поскольку их подробное описание опубликовано, повторять его здесь нет необходимости (34).

По данным указанных авторов правый берег долины р. Ирташ ниже устья р. Чомой сложен на первом километре круто падающими на юг кварцево-серицитовыми сланцами, которые на втором километре сменяются «гнейсовидными сланцами», рассеченными жилами гранитпорфира, а еще далее — амфиболитовыми сланцами (34, стр. 382, 383). Из описания С. С. Ларка (51) также не видна доминирующая роль гнейсов в строении этой части долины р. Ирташ.

На левом же берегу р. Ирташ на наличие гнейсов мы имеем вполне определенное указание С. С. Шульца: «близ устья р. Западной Куйлю выходит свита мигматитовых гнейсов, разбитая рядом подвижек и сменяющаяся выше темнозеленовато-серыми амфиболитами и кварцевыми амфиболитами» (101, стр. 96 и рис. 34).

Поскольку восточнее в хр. Куйлю-тау амфиболиты тесно связаны с гнейсами, мы условно показываем развитие гнейсов на обоих берегах р. Ирташ на всем его течении между устьями рек Чомой и Куйлю Западной.

Что же касается самой долины р. Куйлю Западной, то мы изображаем ее геологию применительно к данным С. С. Ларка, не вполне, однако, совпадающим со схематической карточкой С. С. Шульца (100, рис. 34). Условной в этом изображении является полоса метаморфических сланцев, проходящая севернее свиты гнейсов между реками Ирташ и Киндык.

Граниты, выходящие по показанному на карте левобережному притоку Куйлю Западной, также нанесены по данным карты С. С. Ларка (51).

Левобережные притоки Сары-Джаса [1]

Рр. Чон-курумду и Кичене-курумду. Первым притоком Сары-джаса в пределах листа является Чон-курумду. Верхняя часть его долины занята ледником длиной около 2 *км*, при ширине около 800 *м*. У языка же находится большая конечная мо-

[1] Д. И. Яковлев.

рена высотой до 150 *м*. Она сложена почти целиком из глыб светлого серого порфировидного гранита, среди которых только изредка встречаются валуны черных порфиритов.

У второго левого отвершка Чон-курумду, почти в одном километре выше конца ледника, обнажаются светлые серые микроклиновые граниты с розовым полевым шпатом. Кристаллы последнего достигают 4 *см* величины и придают порфировидный характер граниту.

Ниже выходят те же, но более серые микроклиновые граниты, прорванные розоватыми разностями. Соотношение серых и розовых гранитов производит впечатление, что первый инъецирован вторым. Но, с другой стороны, серый имеет шлировые обособления пегматитов розового цвета, и потому возможна дифференциация одной и той же магмы во время внедрения гранита. При этом жилообразное залегание пегматитов является только частным случаем внутренней морфологии породы.

У первого, в пределах гранитного массива, притока Чон-курумду находятся последние крупные скалы, сложенные гранитом. Характер его сохраняется тот же, что и в осевой части хребта. В граните проходит жила темнозеленовато-серого, сильно карбонатизированного порфирита мощностью до 3 *м*. Она простирается СВ 85° и падает на СЗ ∠ 80°.

Северный склон Сары-джасского хребта сложен теми же гранитами. Но они настолько сильно раздроблены, что образуют мягкие осыпи и нигде почти не обнажаются скальными выходами. В коренном залегании граниты можно наблюдать только на вершинах отдельных гор. Основная масса их сложена светлыми розовыми порфировидными гранитами, но среди них в осыпях попадаются гранитпорфиры с крупными фенокристаллами хлоритизированной роговой обманки. Граниты рвутся жилами диабазового порфирита.

Ниже по склону выходят третичные красные пески и конгломераты. В непосредственной близости к граниту на борту долины Чон-курумду выходят розоватые, жирные на-ощупь, глины. В них много неокатанных обломков гранита и его дресвы. Возможно, что это брекчия трения между гранитом и третичными породами.

Верховья р. Кичене-курумду проходят среди тех же гранитов. В верхней части они розовато- или зеленовато-серые с порфировидными выделениями полевых шпатов. У языка ледника эти граниты сменяются серыми разностями, описанными по Чон-курумду. Затем они, по довольно отчетливой линии, сменяются розоватыми гранитами. Контакт между розовыми и серыми гранитами проходит севернее высокой сопки на правом борту долины Кичене-курумду. Здесь полоса розовых гранитов гораздо уже, чем на Чон-курумду. Розовые граниты значительно сильнее раздроблены и потому серые выделяются в рельефе более крутыми скалами и торчащими зубцами.

Реки Чон и Кичене-курумду, выйдя из области развития гранита, дальше идут среди древних ледниковых отложений, ниже сливаясь вместе.

У устья Чон-курумду обнажаются в вертикальных обрывах палеозойские породы (рис. 36). На высоте 30 *м* от уреза воды они срезаны горизонтальной плоскостью и по этой поверхности покрыты древними ледниковыми валунниками. С юга разрез начинается красным песчаником с кварцево-серицитовым цементом. Он часто содержит темные пятна, делающие его пестрым. Песчаник имеет явную диагональную слоистость. Поэтому установить точно простирание и падение пластов его не представляется возможным, и можно только приблизительно наметить падение на север под углом 20°. Пласты песчаника массивны и образуют крупные отдельности.

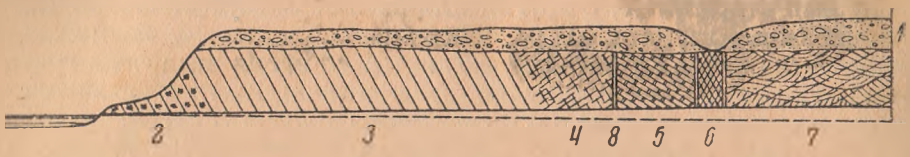


Рис. 36. Разрез нижнего палеозоя в устьевой части р. Чон-корумду.

1—четвертичные отложения; *2*—железистые сланцы; *3*—зеленые и красные сланцы; *4*—дробленые зеленые и красные сланцы; *5*—кремнистые сланцы; *6*—брекчия трения; *7*—аркозовые песчаники; *8*—сбросы.

Песчаник с севера оборван сбросом в направлении СВ 50°. По тектоническому контакту проходит брекчия трения шириной около 10—15 *м*. К северу от сброса на протяжении 50 *м* идут черные кремнистые сланцы, простирающиеся СВ 85° и падающие ЮЗ ∠ 20—25°. Сланцы отчетливо слоисты и состоят из перемежающихся тонких пластов черного и серого цвета.

Ниже по течению на протяжении 40 *м* идет очень сильно раздробленная зона тонкослоистых зеленых и красных кремнистых сланцев. Еще дальше на протяжении 200 *м* обнажаются зеленые сланцы, простирающиеся СВ 40° и падающие ЮВ ∠ 50°. У самого Сары-джаса они сменяются красными, железистыми, тонкослоистыми сланцами, простирающимися СВ 25° и падающими ЮВ под углом 60°. В них изредка попадаются каналы, выполненные кремнистым материалом. На восточном берегу Чон-курумду видны черные тонкослоистые сланцы.

Р. Шилун. Р. Шилун образуется из двух почти равных потоков, которые носят то же название. Восточный поток выходит из-под языка красивого, довольно крупного ледника, спускающегося с водораздельного гребня Сары-джасского хребта восточнее пика Наливкина.

Северный склон Сары-джасского хребта в этом месте сложен целиком из гранитов. Гранит крупнокристаллический, светлый, обычно зеленовато-серого цвета. По своему характеру он ничем не отличается от гранитов, развитых в осевой части хребта у верховьев обеих рек Курумду. В километре от начала ледника проходит очень хорошо выдержанная жила диабаза в направлении СВ 80° с падением ЮЗ ∠ 45°.

Морфология гранитных обнажений северного склона Сары-

джасского хребта в районе р. Шилун совершенно та же, что и у рек Курумду. Граниты осевой части хребта разбиты только редкими трещинами, что определяет крупные отдельности. У подножия хребта, наоборот, дробление настолько сильно, что порода от выветривания распадается в мелкие обломки и определяет спокойные склоны, являющиеся предельными для подвижного щебня в здешних условиях разрушения.

Тектонические напряжения на северном склоне Сары-джасского хребта сказывались не только в сильном дроблении пород, но и в смещении их относительно друг друга. Это можно видеть на западном склоне западного Шилуна, где толщи силура зажаты между гранитными массивами (рис. 37 и 38). В основании разреза обнажаются красные грубозернистые микроклиновые граниты порфировидного сложения. На них налегают светло-желтые, красноватые и зеленоватые аркозовые песчаники, в некоторых разностях трудно отличаемые от гранитов. Мощность песчаников около 45 *м*. Простираются они СЗ 295°, падают ЮЗ ∠ 55°. В этом же направлении проходит и контакт между гранитами и осадочными породами. Несмотря на непосредственный стык аркозовых песчаников с гранитами предполагать стратиграфическое соотношение их во всех частях непрерывного обнажения нельзя, так как здесь намечается тектоническая зона и сближение по ней пород случайно. Также несомненно, что и мощность пород силура здесь преуменьшена. К северо-западу на обособленной горе, лежащей между р. Шилун и Карагайты, силурийские аркозовые песчаники достигают 200—300 *м* мощности.

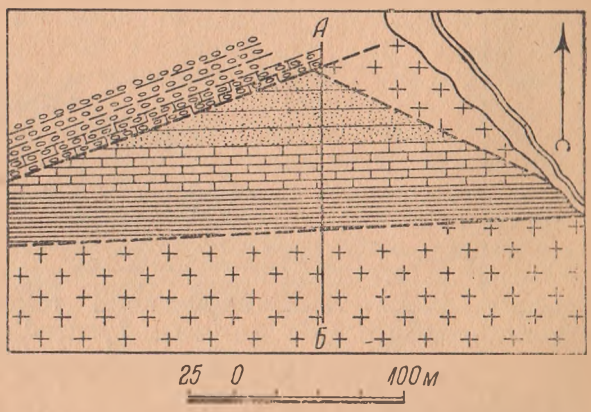


Рис. 37. Соотношение нижнего силура с гранитами и третичными красноцветами по р. Шилуну. План.

В долине Шилуна на аркозовые песчаники налегают серые и буроватые конкреционные известняки, а выше их черные глинистые сланцы (см. рис. 37 и 38). Общая мощность известково-глинистых слоев не выше 50—60 *м*. Известняки содержат небольшое количество окаменелостей, которые почти совершенно не выбиваются из породы. Зато они хорошо отпрепарировываются в процессе выветривания осыпавшихся глыб. Среди трилобитов В. Н. Вебер определил *Encrinurella cantifrons* Web., *Illaenus* sp. и *Pliomera* sp. Кроме того найдено значительное количество брахиопод, цефалопод, пелециопод, одиночных и колониальных корал-

лов. По своему составу фауна эта относится к верхним горизонтам нижнего силура.

В этом разрезе выше по склону силлурийские породы сменяются по тектонической линии надвинутыми на них гранитами Сары-джасского хребта. Разлом идет в направлении СВ 75°.

В менее нарушенном состоянии силурийские отложения наблюдаются на упомянутой выше обособленной горе между Шилуном и Карагайты. В основании ее у северного склона видны темносерые глинистые сланцы и тонкозернистые песчаники нижнего силура. Они простираются в меридиональном направлении и падают на запад ∠ 55°. Выше обнажаются трансгрессивно ле-

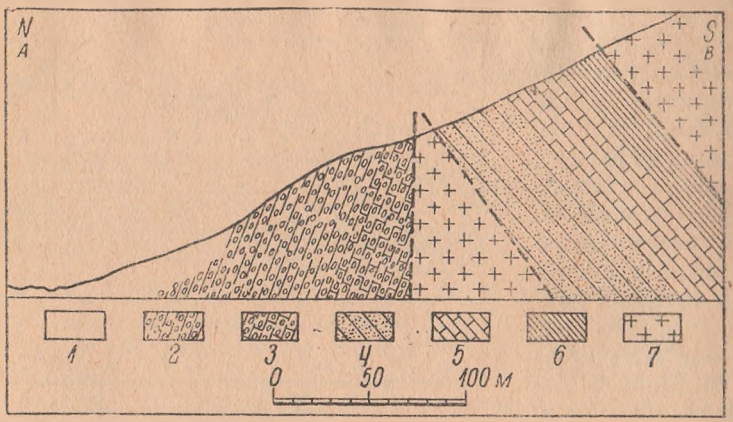


Рис. 38. Разрез по АВ.

1 — осыпь; *2* — Тг, краснобурые глинистые конгломераты; *3* — Тг, розовые мергелистые конгломераты; *4* — S_1, пестрые песчаники; *5* — S_1, серые и желтые известняки; *6* — S_1, черные сланцы; *7* — γ, граниты.

жащие на сланцах массивные, почти не слоистые кварцевые, частью аркозовые песчаники светлосерых, желтоватых или буроватых цветов. В них обнаружены псевдоморфозы песка по кристаллам каменной соли. Мощность их достигает 200—300 *м*. Над песчаниками залегают светлые мраморы и известняки, простирающиеся в широтном направлении и падающие на юг под углом 70°. Мощность их не ниже 200 *м*. В осыпях этого известняка в некоторых кусках найдены мелкие кристаллы флюорита.

В сыртах Шилун протекает среди третичных красноцветных пород. У подножия Сары-джасского хребта, по восточному Шилуну, в бортах долины имеются хорошие обнажения третичных пород, представленных здесь красным хрящевым песком. Обнажения очень круты и потому легко осыпаются, отчего коренных выходов совершенно не видно. По западному Шилуну, у самого подножья Сары-джасского хребта на высоте около 30 *м* под ручьем, выбегающим из-под ледника, обнажаются красно-бурые конгломераты брекчиевидного сложения. В хорошо сохранившихся участках они плотны, но в выветрелых — рыхлы, глинисты и легко осыпаются. Обнажаются они в основании раз-

реза на протяжении 40—50 *м*, а выше по склону сменяются роговатыми, также брекчиевидными, сцементированными мергелистым материалом. Величина отдельных галек и обломков редко достигает 10 *см*. Состав их очень пестр. Наряду с кремнистыми и глинистыми сланцами, песчаниками и обломками известняков силура и карбона, довольно много обломков гранита. Мощность этих конгломератов не превышает 5 *м*. Простираются они СВ 70°, падают СЗ ∠ 70°. Выше по склону по тектоническому контакту третичные породы сменяются гранитами и силурийскими породами (см. рис. 37 и 38).

Сложность тектонических отношений пород у подножия Сары-джасского хребта особенно чувствуется на водоразделе между Шилуном и Карагайты. К западу, уже на расстоянии полукилометра от только что описанного обнажения, третичные конгломераты простираются СЗ 290° и падают СВ ∠ 65°. Такой значительный наклон пластов усложняется еще тем, что в их массу внедрились глыбы гранита.

К северу от Сары-джасского хребта на расстоянии 3 *км* от его подошвы по западному Шилуну наблюдаются красные третичные брекчиевидные конгломераты с некрупной галькой, среди которой некоторые куски достигают 30 *см* в диаметре. Наряду с хорошо окатанной галькой много брекчиевидных обломков и щебенки. Пространство между крупным обломочным материалом породы заполнено хрящем, сцементированным в свою очередь песчаным известково-глинистым цементом. Конгломераты отчетливо слоисты и достаточно плотны. Простираются СВ 50°, падают СЗ ∠ 30°.

В средней части сыртов и левом притоке восточного Шилуна хорошо обнажаются красные глины и глинистые пески. Простираются они СВ 45° и падают ЮВ ∠ 5°. В этой части сыртов для третичных отложений характерно почти полное отсутствие галечников, чем они резко отличаются от древних флювиогляциальных отложений, развитых тут же и имеющих часто красноватые оттенки, поскольку в них попадал в значительном количестве материал подстилающих пород.

В 900 *м* выше дороги по западному Шилуну в нижней части долины обнажаются зеленовато-серые глинистые сланцы, песчаники и серые известняки. Простирание их СЗ 285°, падение ЮЗ ∠ 60°. Они срезаны почти горизонтальной плоскостью, на которую налегает третичный брекчиевидный конгломерат, сцементированный светлым мергелем. Выше находятся древние ледниковые отложения. При входе западного Шилуна в ущелье скалы слагают темные зеленовато-серые глинистые сланцы и песчаники, простирающиеся СВ 35° и стоящие на головах. Вся свита представляет собой непрерывно меняющиеся пачки слоев сланцев и песчаников. Они сильно разбиты трещинами отдельности. Многие из них выполнены кальцитом. Во многих местах эти жилки несут оруденение и содержат в небольшом количестве кристаллы пирита, халькопирита и налет медной зелени.

Ниже по течению, на расстоянии 600 *м* от дороги, обнажаются

красные и зеленые яшмовидные сланцы. Простирание их СВ 50°, падение на ЮВ ∠ 70°. Они также прорваны целой сетью мелких кальцитовых жилок, мощность которых доходит местами едва до 10 *см*. Простирание этих пород, так же как и описанных выше, носит очень непостоянный характер. В 100 *м* ниже предыдущего измерения направление пластов СЗ 300°, падение ЮЗ ∠ 55°. А рядом на расстоянии всего нескольких метров те же сланцы простираются СВ 85° и падают ЮЗ ∠ 75°. В этом месте западного Шилуна несколько выше находящегося здесь водопада в ущелье чувствуется сильный запах сероводорода. Он связан с выходом у самого водотока источника, слабо сочащегося по серии трещин. Водоносные из них ориентированы СВ 20—50°. Они расположены достаточно хаотично с очень разнообразным падением плоскостей трещин. На породах видны легкие налеты серы. Вода на вкус горька и сильно отдает сероводородом. Температура ее очень низка.

Ниже дороги на расстоянии 1200 *м* яшмовидные сланцы сменяются черными кремнистыми сланцами, простирающимися СВ 65° и стоящими на головах. Ниже по течению продолжают обнажаться черные, серые, красные и зеленые сланцы, образующие целую серию складок.

Палеозойские породы, только что описанные по долине Шилуна, несколько выше слияния обоих рукавов, образуют отчетливо выраженный уступ, подымающийся над сыртами в виде плато на относительную высоту около 100 *м*. Поверхность палеозойских пород на уступе, так же как и на сыртах, отчетливо срезана почти горизонтальной поверхностью. На нее налегают красноцветные третичные и флювиогляциальные отложения. По контрасту расцветок граница между палеозойскими и более юными толщами очень хорошо видна. При рассматривании профиля плато, особенно со стороны перевала Карагайты, видно, что южный край его образован отдельными мелкими ступенями, скачками подымающимися от сыртов к плато. Третичные толщи также участвуют в этом смещении. Таким образом, это плато безусловно тектонического происхождения и образовано сложным рассеянным сбросом послетретичного времени.

Ниже слияния двух Шилунов в полукилометре среди серых глинистых сланцев силура выходит серия кальцитовых жил, рвущая включающие их породы в направлениях близких к меридиональным. Включающие сланцы в значительной мере окварцованы. Они сильно измяты и раздроблены. С северной стороны сланцы обрываются сбросом, идущим в широтном направлении, за которым следует толща красноцветных кремнистых сланцев.

Жилы образуют целую пачку. Наиболее крупных насчитывается до 10. Они плохо выдерживаются как по простиранию, так и по падению; быстро выклиниваются, дихотомируют или разбиваются на много мелких прожилок. Наибольшая мощность их достигает метра (рис. 39). Непостоянство их легко видеть в вертикальном направлении благодаря прекрасной обнаженности склона, достигающего высоты свыше 200 *м*. По простиранию

тоже удается установить их полную невыдержанность, так как боковой ложок на расстоянии 150 *м* от склона главной долины поворачивает круто к юго-востоку вдоль Шилуна и имеет свою систему кальцитовых жил. За невыдержанность жил говорит и то, что они развиты почти исключительно на правом склоне долины Шилуны, тогда как левый в этом месте их не несет.

Жилы Шилуна расположены к югу от Беркута непосредственно на протяжении основных меридиональных трещин, служивших проводниками для термальных растворов, определивших само месторождение. В тех же направлениях с сохранением почти полной параллелизации, включающие кальцитовые жилы силурийские осадки прорваны дайками изверженных пород. При этом по составу пород район Беркута очень сильно отличается от Шилуна. В первом случае встречены исключительно кислые породы — фельзит-порфиры, очень сильно импрегнированные пиритом, во втором — основные: диабазовые роговообманковые порфириты.



Рис. 39. Жила по р. Шилун.

Установить возраст рвущих силур жил сейчас не удается, также как точно определить время рудообразования. Граниты, выходящие на дневную поверхность к северу от беркутского месторождения, по тектоническому контакту вероятно доказедонского возраста. Возраст жил безусловно более юн, чем включающие их нижнесилурийские породы беркутской свиты.

Ниже рудных жил, на расстоянии километра от слияния Шилунов, обнажаются яшмовидные красные и зеленые кремнистые сланцы. Они здесь простираются СВ 75° и падают ЮВ ∠ 70°. Их сменяют на северном склоне левого притока красные и зеленые сланцы. Простираются они СВ 35° и падают СЗ ∠ 50°. Ниже слияния Шилунов в 1½ *км* обнажаются серые, отчетливо слоистые сланцы, которые на протяжении 200 *м* образуют три почти симметричные небольшие складки, оси которых простираются СВ 50° и падают в обоих направлениях под ∠ 70°. Дальше к северу сланцам подчинены пластовые залежи диоритового порфирита светлосерого цвета. В этом месте простирание пород СЗ 355°, падение СВ ∠ 55°. Между этим обнажением и следующим, находящимся выше устья в 1 *км*, по высокой осыпи скатываются вниз тонкие пластинки сланца, которые вполне могут служить в качестве кровельного материала. В километре выше Шилуна на сланцах снова находятся пластовые залежи светлосерого диоритового порфирита. В этом месте простирание пород СВ 355°,

падение СВ ∠55°. Среди песчаников встречаются пласты туфогенных песчаников и сланцев.

У слияния Шилуна с Сары-джасом выходят очень тонкослоистые светлозеленые и красные песчаники и сланцы; простираются они СВ 50°, падают ЮВ ∠75°. Им подчинены тонкие прослои 10—20 *см* известняка серого цвета, а также грубозернистые песчаники и туфы.

Р. Карагайты. В верховьях р. Карагайты Сары-джасский хребет сложен все теми же крупнозернистыми, порфировидными, зеленоватыми и розоватыми микроклиновыми лейкократовыми гранитами. Гранит местами превращен в катаклазит. По тектонической зоне он контактирует с силурийскими отложениями.

Силурийские отложения по западному отвершку сразу ниже гранитов осевой части хребта Сары-джаса представлены черными глинистыми, частью известковыми сланцами. Ниже их выходят собранные в антиклинальную складку, грубозернистые кварцевые, частью аркозовые серые песчаники, чередующиеся со слоями серого известняка. В последних и отчасти в песчаниках находятся целые банки толстостворчатых раковин мономереллид.

Отделенные впадиной лога, идущего почти под прямым углом к Карагайты и возможно совпадающего с одним из разломов тектонической зоны северных подножий Сары-джасского хребта, к северу в нижних частях склонов обнажаются зеленовато-серые слюдистые песчаники, переполненные плохо сохранившейся фауной верхов нижнего силура. Они простираются СЗ 310° и падают ЮЗ ∠45°.

Песчаники отделяются от гранитов, выходящих ниже по течению Карагайты, сбросом, состоящим из многих сближенных разломов. В целом система их наклонена к югу. Силурийские породы прорываются жилами розовато-белого кальцита. Максимальная мощность их достигает 1 *м*, но обычно имеет ширину, изменяющуюся в пределах нескольких десятков сантиметров. На водоразделе между двумя отвершками Карагайты видно, что выше фаунистически охарактеризованных силурийских песчаников залегают черные глинистые сланцы. Ниже по течению осадочные породы по тектоническому контакту сменяются гранитами.

Полоса силурийских пород, описанных по западному Шилуну, непрерывно тянется к юго-западу по направлению к верховьям Мукачей. На водоразделе между Карагайты и Мукачами, у подножья Сары-джасского хребта, по крупной тектонической зоне, между двумя массивами гранитов выходит полоса поставленных на голову силурийских пород. Их разрез с севера на юг следующий:

1. Граниты мясо-красные.
2. Серые известняки с плохо сохранившейся фауной, мощность 14 *м*.
3. Песчаники серые, мощность 42 *м*.
4. Песчаники рыжие, частью известковые, с хорошей нижнесилурийской фауной, мощностью 20 *м*.

5. Черные сланцы, мощность 40 *м*.
6. Серые крупнокристаллические граниты, мощность 100 *м*.
7. Серые грубые песчаники, мощность 50 *м*.

Дальше к югу подножья хребта сложены гранитами.

Ниже по склону в долину р. Мукачей выходят серые конкреционные толстослоистые известняки, простирающиеся СЗ 295°, падающие на ЮЗ ∠ 25°. На них налегают рыжие известковые песчаники с хорошо сохранившейся фауной строфоменид, кверху переходящие в черные сланцы. Падение пород пологое, но черные сланцы чрезвычайно сильно расцеблены и дают мягкие рыхлые осыпи. К северу от описанных силурийских пород по тектоническому разлому они сменяются средне-

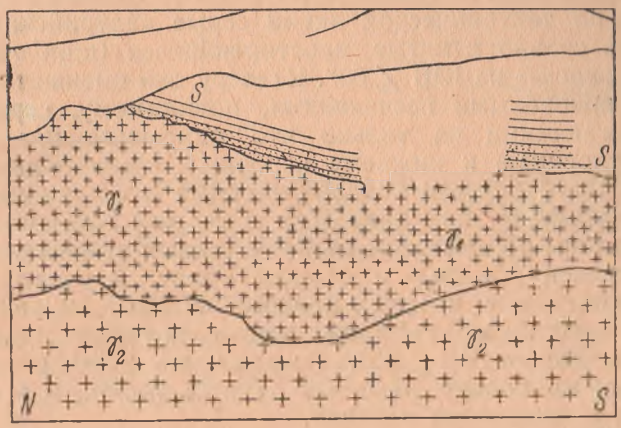


Рис. 40. Трансгрессивное налегание верхнего силура на докаледонские граниты по левому отвершку р. Карагайты. Соотношение гранитов двух типов.

γ_1 — желтые граниты; γ_2 — красноватые граниты; S — аркозовые песчаники и известняки.

зернистыми розовыми гранитами, частью порфировидными. Они по типу близко подходят к гранитам Сары-джасского хребта. На восточном склоне р. Карагайты близ водораздела р. Шилуи, у северного подножья описанной столовой горы величина тектонического смещения между гранитами и силурийскими породами, повидимому, очень невелика, и сланцы носят следы слабого контактового метаморфизма. Выделение флюорита в известняках, покрывающих сланцы и песчаники этой горы, может быть связано с интрузией этого гранита.

Эта полоса гранитов хорошо наблюдалась по западному отвершку р. Карагайты. К северу от полосы силурийских пород идут непрерывные обнажения красноватых и розоватых крупнозернистых или порфировидных лейкократовых микроклиновых гранитов. Непосредственно у водотока обнажаются граниты, содержащие большое количество красных полевых шпатов. Кверху яркость окраски их исчезает и породы приобретают желтоватый тон (рис. 40). На их неровную размытую поверх-

ность налегают аркозовые песчаники силура, содержащие банки вышеупомянутых брахиопод. В верхних слоях песчаники становятся известковистыми и выше их располагаются конкреционные известняки с теми же мономереллидами. Дислоцированы силурийские породы очень неравномерно, образуя мелкие складки. Местами они залегают полого, простираясь СВ 15° и падая ЮВ ∠ 20°, тогда как в других круто. В одном из таких сильно нарушенных участков измерение дало направление пластов СВ 15° и падение ЮВ ∠ 55°.

Силурийские породы уцелели в виде покрова на гранитном основании северной части интрузивного массива, на небольших участках.

С севера к полосе гранитов по левому отвершку Карагайты прилегают по тектонической линии серые силурийские известняки, очень сильно измятые, простирающиеся (приблизительно) СВ 80°, падающие на ЮВ ∠ 60°. К северу они сменяются красноцветными аркозовыми песчаниками, повидимому, стратиграфически налегающими на только что описанные известняки и условно относимые к нижнему карбону. Эти породы представлены серыми и бурыми тонкозернистыми песчаниками и сланцами, лежащими на них лиловыми и серыми грубыми песчаниками с большим количеством слабоокатанных кремнистых и глинистых сланцев красных и черных тонов, а также крупных обломков кристаллов красных полевых шпатов. Нижний карбон образует синклиналь, северное крыло которой простирается СВ 55° и падает на ЮЗ ∠ 65°. Осевая часть складки занята поставленными на голову пластами тех же пород, а к югу они имеют противоположные падения.

Северная часть площади развития красноцветных песчаников занята впадиной, в которой обнажаются третичные конгломераты и песчаники. Один из выходов их находится у входа левого отвершка Карагайты в ущелье. Здесь они представлены розовыми мергелистыми брекчиевидными конгломератами, простирающимися СВ 70° и падающими на ЮВ ∠ 45°. К юго-востоку от этого обнажения ближе к гранитам снова обнажаются третичные конгломераты, повидимому базальные, поставленные на голову и прислоненные к гранитам. Помимо стратиграфических взаимоотношений между гранитами и конгломератами несомненны здесь и небольшие тектонические смещения.

С севера к красноцветным породам прилегают краснобурые очень темные аркозовые песчаники и порфириты. Они простираются широтно и падают на север под углом 55°. Здесь полоса порфиритов имеет очень небольшую ширину, не превышающую 100 *м*. Под микроскопом порфирит определился как авгитовый, сильно хлоритизированный и оруденелый. Порфиритовая толща р. Карагайты соприкасается вдоль мощной тектонической зоны со свитой гнейсов и кристаллических сланцев, инъецированных гранитами. Близ самого контакта породы чрезвычайно сильно раздроблены, и простирание их уловить невозможно.

По р. Карагайты в южной половине развития гнейсов выхо-

дят их светлые аплитовые разности, кливажные трещины которых простираются СЗ 315° и падают ЮЗ ∠ 75°. Наиболее отчетливые трещины отдельности простираются СВ 25° и падают ЮВ ∠ 85°. Ниже выходят на протяжении 3 *км*, непрерывно сменяясь, розовые и серые гнейсы, прорванные гранитами. Выше большой дороги, почти в одном километре, по тектоническому контакту гнейсы сменяются темными песчаниками и сланцами беркутской свиты, подробно описанной по р. Шилуи.

В 1,5 *км* выше устья р. Карагайты в осыпях среди кальцитовых прожилок, пронизывающих темносерые известняки, встречены мелкие кристаллы халькопирита и халькозина. Кроме того в красных сланцах, также из осыпи, найдена прожилка железной слюдки толщиной около 2 *см*. На правом борту долины немного ниже этого места выходят небольшим пятном диориты, среднезернистые, темные, розовато-серые.

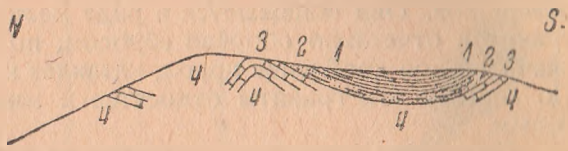


Рис. 41. Пологая складчатость в силурийских отложениях в верховьях р. Мукачи.

1 — черные глинистые сланцы; *2* — бурые известковистые песчаники; *3* — темносерые конкреционные известняки; *4* — осыпи.

Р. Мукачи. Верховья р. Мукачи начинаются частью среди гранитов, частью среди эффузивных толщ. Эти породы выходят у водораздельного гребня Сарыджасского хребта, покрытого снегом. Они устанавливаются и прямыми наблюдениями, и составом выносимых ледниками валунов.

В вершине правого отвершка на гребне хребта выходит типичный для него микроклиновый гранит зеленовато-серого цвета, порфировидного сложения. У подножья гранитового гребня из-под ледника обнажается серый среднезернистый микроклиновый гранит.

Ниже по отвершку, отделенные, повидимому, от только что описанных пород сбросом, развиты грубые аркозовые песчаники, с трудом отличаемые в некоторых разностях от гранитов и трансгрессивно залегающих на последних. В них и в подчиненных им известняках найдены банки крупных мономереллид. Общая мощность этих аркозовых песчаников выше 100 *м*. Условия залегания их указывают на брахискладчатость. Простирание пород изменяется от СЗ 330° до СВ 50°. Угол наклона колеблется в пределах от 75° до 35°.

В пласте известняков темносерого цвета, обнажающегося в одном километре ниже языка ледника, обнаружена фауна, содержащая строфоменид и трилобиты. Из последних В. Н. Вебером определены: *Remopleurides mukatchensis* n. sp., *Niteus tengriensis* n. sp. и *Illaenus* sp. Фауна относится к нижнему силуру, вероятно к низам средней его части. Известняки в этом месте залегают относительно спокойно, падая под углом около 25° и простираясь СЗ 345° (рис. 41).

В 900 *м* выше слияния двух отвершков р. Мукачи наблюдается четкий тектонический контакт между светлыми аркозовыми песчаниками, трансгрессивно лежащими на крупнозернистом аплите светлосерого цвета, и надвинутыми к ним черными и темносерыми сланцами и известняками. Направление разлома СВ 70°, падение на ЮВ ∠ около 45°. Выше этого разлома серые сланцы секутся жилами порфирита и диоритпорфирита, стоящими на головах и идущими почти в меридиональном направлении. Светлые аркозовые песчаники и аплитграниты вниз по реке сменяются снова черными глинистыми и частью углистыми сланцами.

На правом и левом бортах долины р. Мукачи выходят граниты. Южная их граница проходит сразу же ниже слияний двух отвершков. Они обнажаются в ряде мелких сопок. Южный край гранитов отчетливо оборван сбросом, по которому наблюдается значительное дробление пород, катаклаз и каолинизация гранита. По составу эти граниты относятся к микроклиновым, мусковитовым.

По левому отвершку р. Мукачи на всем протяжении дна долины обнажаются черные сланцы, сильно дробленые и образующие сплошные осыпи. Их кое-где рвут порфиритовые жилы. Они образованы сильно измененными карбонатизированными и хлоритизированными порфиритами.

По левому склону долины р. Мукачи располагаются крупные конуса выносов, идущие с обособленной высокой горы, лежащей в верховьях лога Кок-мойнока. В основании ее, непосредственно прилегая к гранитному телу, развиты силурийские черные сланцы и серые известняки. Они налегают на севере на описываемые дальше плагиоклазовые граниты стратиграфически и в нижних частях имеют плохо сохранившуюся нижнесилурийскую фауну.

По второму, считая с севера, логу, идущему с этой горы, на черных склонах, сложенных силурийскими породами, видна группа баритовых жил, из которых некоторые достигают мощности 3 *м*. Они включают небольшие кристаллы галенита, по трещинам покрыты слабыми охристыми налетами и редкими розовыми корочками эритрина. Жилы очень невыдержаны по простиранию и смещены по целой серии разломов. Основное их направление близко к меридиану или к северо-востоку (рис. 42 и 43). Измерение, сделанное во включающих породах по пласту конкреционного силурийского известняка, дало простирание пород СВ 80° и падение их на СЗ ∠ 55°.

Центральная часть описываемой горы, лежащая на водоразделе из р. Мукачи в Кок-мойнок, сложена серыми кристаллическими породами, представленными биотитовым роговообманковым гнейсом, известковистыми и известково-хлоритовыми кристаллическими сланцами, мраморами и аплитогранитами. Соотношение гнейсовидных пород с окружающими их силурийскими отложениями всюду тектоническое.

Силурийские породы, окружающие гнейсовый массив, по

широкой зоне вокруг него совершенно раздроблены и дают ровные мелкощебенистые осыпи высотой во много сот метров. Возраст этих пород определяется тем, что на склонах, идущих к долине р. Мукачи, в осыпи были найдены куски известняка, содержащие *Illaenus*, ближе не определимый, и цепочки *Halysites* sp.

Ниже слияния двух отвершков р. Мукачи образует значительное расширение своей долины. В нижней части его на левом борту обнажаются серые грубозернистые аркозовые песчаники; простирание их СВ 50°, падение СЗ ∠ 20°. На противоположном борту долины выходят крупнозернистые порфировидные красные

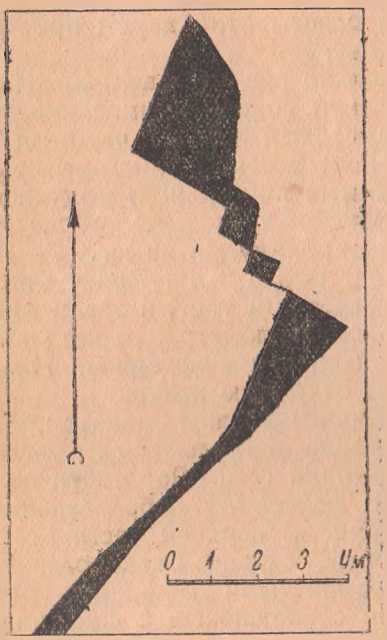


Рис. 42. Жила по р. Мукачи.

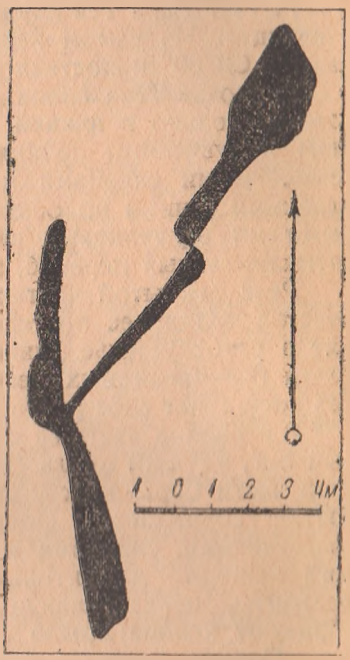


Рис. 43. Жила по р. Мукачи.

плагиоклазовые граниты, которые вниз по течению по тектонической линии сменяются мощной толщей основных эффузивов. Они представлены лиловато-серыми и зеленовато-серыми, часто миндалекаменными породами. Под микроскопом определяются как авгитовые и андезитовые порфириты. На всем протяжении обнажений этой свиты, почти 2 *км* вкрест простирания выходят только эффузивные породы. Осадочные отложения встречены с южного и северного краев полосы эффузивов, в виде красных и зеленоватых темных аркозовых песчаников. В северной части выходов порфиритов с некоторой приближенностью можно установить простирание СВ 70°, падение на СЗ ∠ 40°.

Вблизи дороги свита эффузивов носит черты большого ка-

таклаза и в свою очередь по тектонической линии сменяется гнейсами.

Река Мукачи до самого своего устья протекает среди свиты кристаллических пород, представленных роговообманковыми, микроклиновыми гнейсами, аплитогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами. Простирание пород близко к широтному. Они инъецированы розовыми и красными гранит-аплитами. В некоторых случаях инъецирующие граниты сами приобретают гнейсовидную структуру. Вся толща в свою очередь изорвана жилами темных зеленоватых порфиритов, идущих в основном близко к широте, обычно они вертикальны или наклонны к югу в пределах от 90 до 60°.

Р. Тез. Река Тез начинается среди серых темных песчаников и сланцев. На самом перевале Тез пласты этих пород простираются СВ 60° и поставлены на голову.

Верховье Теза совпадает с довольно значительным древним трогом, только в южной части занятым современным с небольшим полувисячим ледником. Трог сложен частью черными и темносерыми сланцами и песчаниками тезской свиты, частью близкими с ними по облику осадочными породами и подчиненными им эффузивами верхнего силура. Они здесь образуют антиклинальный перегиб, несколько опрокинутый на юг.

Река открытой частью трога идет около 2 *км*. Внизу этого участка долина ее постепенно углубляется в трог, а затем входит в узкое ущелье длиною около полукилометра, проходящее среди брекчиевидных песчаников, сланцев и эффузивов. Ниже Тез расширяет свое русло и образует открытую излучину.

В верхнюю часть ее с правой стороны долины впадает крупный лог, идущий вдоль северного склона наибольшего поднятия этой части Сары-джасского хребта — пика Теза. Лог почти полностью совпадает с синклинальным перегибом, образованным известняками, сланцами и эффузивами. В верхней части этого лога выходят диоритовые порфириты, сильно окварцованные фельзиты, переслаивающиеся с кремнистыми сланцами. Они образуют южное крыло синклинали, совпадающее с самим пиком. Пласты здесь идут почти в широтном направлении с падением на север под углом 43°.

В нижней части бокового лога, а также по течению Теза по правому борту их обнажаются серые темные и светлые мраморизованные известняки, в большинстве случаев тонкослоистые. Они очень сильно дислоцированы, простираются почти в широтном направлении и поставлены на голову. Ниже по Тезу эти известняки переслаиваются со сланцами и конгломератами. Очень часто породы интенсивно брекчиированы. Ниже находится очень интересный разрез, который удобнее рассматривать снизу вверх по течению реки, начиная с точки, лежащей в 1200 *м* ниже излучины.

Силурийские породы, слагающие почти все нижнее течение Теза, здесь вверх по реке сменяются узкой полосой светлого среднезернистого аплитовидного микроклинового гранита. Он

вытянут в северо-восточном направлении узким телом, шириною около 150 *м*. С северной стороны соотношение между гранитом и силурийскими темными песчано-сланцевыми осадками явно трансгрессивное. Под черными сланцами залегает пласт серого известняка мощностью около 30 *м*, под него вполне согласно уходят массивно-слоистые аркозовые гранитовидные песчаники, простирающиеся СЗ 325° и падающие ЮЗ ∠ 50°. Мощность песчаников также около 30 *м*. Контактовая линия между песчаниками и гранитами трудно улавливается (рис. 44).

Базальные слои силура, при всем их тождестве с таковыми же, описанными для верховьев рек Мукачи, Карагайты и Шилуна, по Тезу в фациальном отношении менее выдержаны. Несколько восточнее только что описанного обнажения, аркозовые песчаники становятся еще менее мощными, а в налегающих на них известняках попадается много дресвы ниже лежащего гранита.

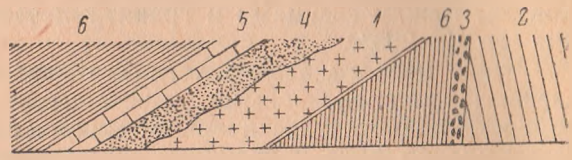


Рис. 44. Надвиг доледонских гранитов на сланцы и трансгрессивное перекрытие их отложениями нижнего силура. Разрез по р. Тез.

1—граниты; 2—известняки и сланцы S_1; 3—конгломераты S_1; 4—аркозовые песчаники S_1; 5—известняки S_1; 6—серые сланцы S_1.

С юго-восточной стороны граниты оборваны сбросом, простирающимся СВ 70° и падающим на СЗ ∠ 45°. Южнее идет сильно дробленый черный сланец тезской свиты. Таким образом гранит лежит в чешуе и надвинут на силурийские породы.

Черные сланцы выше по реке и южнее гранитного выхода залегают неширокой полосой и сменяются конгломератами с известняковой и сланцевой галькой силура. Конгломерат простирается СВ 65° и стоит вертикально. Угловое несогласие между сланцами свиты и конгломератами несомненно, но не поддается измерению, так как черные сланцы совершенно раздроблены.

В 200 *м* выше конгломератов долину Теза пересекают пласты известняка, простирающиеся СЗ 278° и падающие ЮЗ ∠ 70°. Затем они сменяются сильно брекчиированными сланцами и конгломератами. В этом месте река проходит в узком ущелье, которое дорога обходит по левому борту долины. Выше ущелья долина подходит к вышеописанной излучине. В северном углу ее залегают пласты рассланцованного известняка в направлении СВ 78°, при падении на СЗ под углом 68°. Нарушенность пород несомненно связана с напряженной складчатостью, которая легко устанавливается по приведенным выше измерениям.

Внизу по Тезу, почти до самого устья, тянутся темносерые, часто совершенно черные сланцы, песчаники и известняки. Все они интенсивно измяты и потому только в общем можно предполагать широтное простирание пород. Для характеристики нарушений сланцев по течению реки Тез можно привести измере-

ния в районе падения р. Кок-мойнока. В полукилометре выше его устья выходят серые песчаники среди черных сланцев. Их простирание СЗ 320°, падение ЮЗ ∠45°. Несколько ниже простирание широтное, падение на север ∠50°.

Ниже устья Кок-мойнока Тез проходит все в тех же черных сланцах с подчиненными им тонкими прослойками темносерых известняков. В 100 *м* от устья первого правого лога простирание пород широтное, пласты их поставлены на голову.

В одном километре от устья по этому логу выходят серые крупнозернистые катаклазированные микроклиновые граниты. Контакт между сланцами и гранитами тектонический. Направление его СЗ 220°.

Ниже первого левого лога Тез входит в граниты, представленные плагиоклазовыми, мусковитовыми, аляскитовыми и порфировидными аляскитовыми микроклиновыми разностями.

Выше по реке к гранитам прилегают серые гранитовидные аркозовые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Они простираются СВ 55° и падают ЮВ ∠20°. Ближе к контакту с гранитом простирание пород сохраняется, но падение увеличивается до 30°. Затем простирание меняется на СЗ 330°, падение на ЮВ ∠22°. Перегиба пород в этом месте не наблюдается и потому вероятен разрыв пластов. Направление контакта между гранитами и сланцами на левом борту идет на СЗ 310°. Плоскости отдельностей в гранитах простираются СЗ 302°, с падением их близким к вертикали. Кроме того видно много плоскостей почти горизонтальных или полого наклоненных к западу.

На правом борту долины Теза контакт между нижнесилурийскими сланцами и гранитами идет в широтном направлении и падает на юг под углом 55°. Контактовые зоны по обоим бортам долины сильно раздроблены. Граниты катаклазированы, а в сланцах наблюдается довольно густая сеть кальцитовых жил. Несмотря на хорошо выраженный разрыв между интрузивными и осадочными породами ожидать большого смещения по нему не представляется возможным. За это говорит значительное количество аркозового материала в прилегающих к граниту песчаниках и наличие галек микроклинового гранита в конгломерате, находящемся среди более тонкообломочных пород нижнего силура. Кроме того, на водораздельном гребне между низовьями Теза и Сары-джасом к северу от первого видно трансгрессивное налегание силурийских пород на граниты.

Каменноугольные породы слагают водораздельную часть гребня Сары-джасского хребта в его самой западной оконечности. В верховьях третьего левого притока долины Теза, в фирновой области лежащего здесь ледника развиты серые известняки. В коренных залеганиях найдены были колонии нижнекарбоновых *Lithostrotion* sp. и *Productus deruptus* Rom. О составе каменноугольных пород можно судить по валунам, выносимым ледниками. Основную массу их составляют известняки очень разнообразного облика. Цвета их колеблятся от светлосерых,

почти белых, до черных. Попадаются известняковые конгломераты с несомненно крупной галькой. Известняки частью массивные, частью тонкослоистые. Темные разности имеют сильный битуминозный запах.

В целом известняки карбона в верховьях третьего притока Теза слабо метаморфизованы. Они прослеживаются вдоль хребта непрерывной полосой к югу от долины Талды-булака и затем хорошо наблюдаются в ущелье Сары-джаса, где отличаются значительной метаморфизацией и выделены под названием свиты менгу.

Р. Инылычек. Долина р. Инылычек представляет совершенно исключительное явление в Центральном Тянь-шане. Основным элементом, создавшим ее морфологические формы, является ледник.

В эпохи древнего оледенения Инылычекский ледник значительно увеличился, занимал всю современную долину Инылычека и, проникая в долину Сары-джаса, поворачивал к югу. Широкий участок долины Сары-джаса, ниже устья Инылычека, в значительной мере обязан своим появлением разрушающей деятельности языка ледника. Хорошо выраженные конечные моренs наблюдаются в устье и несколько ниже долины Инылычека. Но еще значительно ниже по Сары-джасу валяются валуны, объемом во много кубометров; эти валуны могли быть принесены только ледником.

Долина Инылычека является целиком продольной долиной по отношению к геологическим структурам. В верхней части она идет в широтном направлении, почти совпадая с осью антиклинали силурийских пород, а около речек Май-булака и Теза плавно изгибается к юго-западу и дальше в пределах описываемого листа следует вдоль основного тектонического разлома. Такое положение долины обусловило возможность равномерного углубления ее, поскольку она на своем пути не встречает резких преград в рельефе и в изменениях сопротивляемости пород. Отсюда становится понятным, почему долина реки всюду имеет совершенно одинаковый характер, являясь типично ледниковой и троговой.

Долина Инылычека на всем протяжении идет вдоль одной и той же структуры и обнажает на всем протяжении только единую толщу отложений верхнего силура и нижнего девона, прорванных гранитами. Представление о геологическом строении ее можно получить лишь путем проведенных разрезов по ряду многочисленных притоков Инылычека, идущих с склонов ее. Вначале дается описание правых притоков, текущих с Сары-джасского хребта, а потом левых, принадлежащих Инылычекскому.

Р. Талды-булак начинается у водораздельного гребня Сары-джасского хребта среди зеленовато-серых гранитов. Соприкасаются они с черной углистой свитой. Контактовая линия проходит вертикально. По стыку породы очень сильно раздроблены и дают осыпи, закрывающие коренные выходы. Небольшие уце-

лешие скалы торчат среди них острыми зубцами. В полукилометре к югу от контакта выходят тонкозернистые хлоритизированные и карбонатизированные аркозовые песчаники, темно- и светлосерые. В последних много чешуй слюды и включений углистых частиц. В этом месте породы простираются СВ 75°, падение их в верхней части маленькой складки на ЮВ ∠50°, в нижней части ее наклон пластов под тем же углом в обратную сторону. В полукилометре выше контакта углистой свиты с нижнекаменноугольными известняками простирание песчаников СВ 75° и падение почти вертикальное.

Углистая свита по Талды-булаку сложена тонкослоистыми песчаниками, сланцами и известняками. Песчаники окрашены в серые, часто темносерые и бурые тона, сланцы в темносерые и черные, известняки обычно серые или буровато-серые. На плоскостях напластования сланцев очень часты неопределенные отпечатки водорослей. Вся свита чрезвычайно сильно измята, образует массу складок и потому выяснить ее нормальный стратиграфический разрез не представляется возможным. Обнажается она на протяжении 2 *км*.

К югу углистая свита контактирует с массивными известняками, простирающимися в широтном направлении и падающими на север под углом 60°. Нижнекаменноугольные известняки слагают мощную толщу. В северных частях они массивны, всегда светлосерых тонов. Ниже по реке обнажаются более тонкослоистые темносерые, иногда почти черные, разности. В них встречаются довольно часто нижнекаменноугольные кораллы. Ближе к устью они сменяются массивными известняковыми конгломератами. На восточном склоне Талды-булака известняки, повидимому, по тектонической линии сменяются красными гранитами, на западной — метаморфическими сланцами силура.

У самого контакта известковые конгломераты состоят из известняковой гальки преимущественно серого цвета и из редко попадающихся белых и розоватых мраморов. Цементом служит также известняк. Кроме того в них проходят пласты обычного серого известняка. Силур-девонские породы у контакта представлены светлосерым с розоватыми полосами песчанистым, слегка мергелистым и известняковым сланцем с эвтакситовой структурой, частично серицитизированным. Простирание их СВ 75°, падение ЮВ ∠77°. Несколько ниже песчанистые известняковые сланцы сменяются песчанистыми перекристаллизованными известняками, возможно доломитизированными, значительно серицитизированными. Вслед за этим падение пород становится обратным. Простирание СВ 65°, падение СЗ ∠80°.

В расстоянии 750 *м* ниже первого нижнего левого оврага долины Талды-булака в правом берегу выходят зеленые, сильно рассланцованные и дробленые породы. Они под микроскопом определены в качестве очень сильно раздробленного, катаклазированного, превращенного в милонит гранита. Содержат кварц, плагиоклаз, серицит, карбонаты, натеки бурого железняка, титано-магнетит, хлорит.

Ниже устья Талды-булака долину Инышчека перегораживает гряда сильно дробленых пород, имеющая издали вид морены (рис. 45). При ближайшем рассмотрении оказалось, что в основании этой гряды в северной ее половине на протяжении около 400 *м* выходят перебитые сложной системой трещин белые мраморовидные известняки. Среди них совершенно не наблюдается обломков посторонней породы. Громадная глыба этого известняка в южной части гряды сохраняет простирание общее для силур-девонских известняков обоих склонов долины Инышчека. Отсюда можно заключить, что эти породы лежат in situ и только раздроблены путем приложения той или иной силы. На неровную поверхность светлых известняков налегают сильно дробленые мясо-красные граниты, которые столь харак-

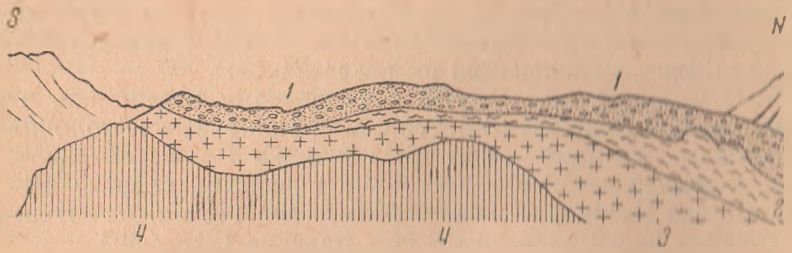


Рис. 45. Разрез ригеля в долине р. Инышчек.
1—морены; *2*—сланцы; *3*—граниты; *4*—мрамор.

терны для северных склонов долины Инышчека. В них также на некотором расстоянии от боковых морен и флювиогляциальных отложений нет совершенно никаких посторонних пород. На граниты в свою очередь налегают темные очень плотные породы, под микроскопом определенные как кремнистый сланец и песчано-глинистый известковистый сланец с многочисленными мелкими трещинами, выполненными кальцитом. Весь разрез венчается типичными ледниковыми отложениями.

На основании того, что мраморовидные известняки безусловно не являются моренными отложениями, нужно считать граниты и лежащие выше дробленые сланцы также находящимися в коренном залегании, так как они не содержат посторонних пород. Всю эту гряду можно рассматривать в качестве ригеля. Соотношение пород, ее слагающих, за исключением морен, тектоническое, создалось оно в результате надвигания гранитного массива и силурийских сланцев со стороны Сары-джасского хребта. Как раз в этом месте в устьевой части Талды-булака мясо-красные граниты почти нацело выпадают и устанавливаются в виде милонитов на узкой полосе в 1½ *км* от устья.

Настоящая трактовка этого образования резко отличается от данных Кейделя, который видел в описываемой гряде морену.

Разрез по Джальма — Талды-булаку начинается так же, как

и по Талды-булаку, с зеленовато-серых гранитов, обычных для Сарыджасского хребта. Они к югу тектонически сменяются углистой свитой. Ближе к гранитам выходят массивные песчаники зеленовато-серого цвета и подчиненные им известняки. Выше по течению они сменяются черными, буровато-черными и бурыми песчаниками и сланцами. В бурых известняках и песчаниках часты углистые примазки. Ни флоры, ни фауны нигде обнаружить не удалось.

К югу черная углистая свита сменяется массивными светлыми известняками, содержащими большое количество мшанок. Возможно, что это мшанковые рифы.

В собранной коллекции А. И. Никифорова определила следующие формы: *Fenestella compressa* Ulrich, *F.* aff. *serratula* Ulrich, *F.* sp. ex gr. *pskemika* Nikif., *Fenestella* sp. nov., *Hemitrypa composita* Nikif., *Septopora* aff. *biserialis* var. *burulica* Nikif., *Fistulipora* sp. Перечисленные мшанки устанавливают визейский возраст включающих их известняков.

Ниже выходят светлосерые и темносерые известняки, в которых найдены нижнекаменноугольные одиночные и колониальные кораллы. В одной точке был найден *Productus giganteus* Mart., который устанавливает точно визейский возраст известняков. Общая мощность известняков около 1½ *км*. Простирание их в средней части разреза СВ 65°, падение СЗ ∠50°.

Ниже по реке известняки соприкасаются с толщей зеленых и красных сланцев и песчаников. Сланцы довольно сильно метаморфизированы. Простираются они СВ 70°, падают СЗ ∠55°. Ниже идет пласт серых мраморовидных известняков и еще ниже красноцветные песчаники, простирающиеся СВ 70° и падающие СЗ под углом 70°. Ниже выходят песчаники и филлиты, сохраняющие то же простирание. Угол падения возрастает до 85°, падая на СЗ. Еще ниже выходят серые песчаники, переслаивающиеся с известняками небольшой мощности. Ближе к контакту с гранитами простирание их СВ 80°, падение СВ ∠ 60°. Эти сланцы сменяются по тектоническому контакту мощной полосой мясо-красных гранитов, идущих до Инышьчека. Внутри гранита проходит разлом, на котором выражено отчетливо зеркало скольжения. Простирание его СВ 70°, падение СВ ∠ 75°.

По реке Туюк-ану в верхней части его течения обнажаются темносерые кварцево-серицито-хлоритовые сланцы. Ниже по реке они сменяются мощными толщами светлозеленых и красных серицитовых известковистых сланцев с большим количеством кальцитовых линзообразных жилок. Под них уходит пачка серых песчаников и известняков, которые налегают на известковистый брекчиевидный конгломерат, ложащийся в свою очередь, повидимому, трансгрессивно на светлый катаклазированный аплитовидный гранит, состоящий из кварца, пертита, плагиоклаза, хлорита, серицита, кальцита и апатита.

Гранит этот прослеживается всего метров на 20—30 и по тектоническому контакту соприкасается с темносерыми песчано-глинистыми сланцами и с серыми и красновато-бурыми туфо-

генными песчаниками. Под ними лежит серый слюдистый известковистый песчаник с плохими отпечатками растений, которые по указанию В. Принада могут относиться либо к верхам девона, либо к низам карбона. Эти песчаники по тектоническому же контакту, идущему в северо-восточном направлении, надвинуты под углом около 45°, падающим к СЗ на красные граниты, совершенно катаклазированные. Они идут до самого Иныльчека на протяжении около 1,5 *км*.

Р. Тез образуется из слияния трех отвершков. Вершина восточного из них лежит в области развития светлых зеленовато-серых гранитов осевой части Сары-джасского хребта. Непосредственный контакт этих гранитов с зелеными конгломератами, лежащими к югу от него, наблюдать не удалось, так как он покрывается моренами. В выносах этих морен встречается большое количество валунов темных зеленовато-серых пироксеновых (авгитовых) диоритов. Ниже обнажаются зеленовато-серые конгломераты, в которых встречается преимущественно гранитная галька. Среди них большие валуны крупнозернистого светлого, зеленовато-серого гранита, типичного для осевой части Сары-джасского хребта. По микроскопическому анализу они относятся к микроклиновым и микроклин-пертитовым гранитам. Часты среди них мелкозернистые аплитовые разности. Все они катаклазированы.

Конгломератам подчинены зеленовато-серые порфириты, нацело карбонатизированные и серицитизированные.

В этом месте проходит разлом в северо-восточном направлении с плоскостью, падающей вертикально. Только что описанные конгломераты находятся с северо-западной его стороны. С юго-востока широко развиты серые и темносерые зеленоватые измененные породы. Среди них определены: сильно оруденелый хлоризитированный и соссюритизированный авгитовый, диоритовый порфирит, сильно катаклазированный кварцевый диорит, окварцованный фельзит. Им подчинены перекристаллизованные известняки, тоже зеленоватого цвета.

Южнее идут массивные песчаники на протяжении 2,5 *км* и сменяются зелеными окремненными серицитизированными и пиритизированными сланцами. По руслу реки они не обнажаются, так как закрыты древними ледниковыми и аллювиальными накоплениями и находятся только в валунах, упавших с борта долины. Их сменяют мраморизованные известняки мощностью около 200 *м*. Они сильно измяты и собраны во вторичные складки. Простирание пластов СВ и падение СЗ очень крутое. Они надвинуты на мясо-красные граниты, отделенные по контакту довольно мощной брекчией трения. Плоскость смещения падает СЗ ∠ 55°, простираясь СВ. Полоса гранитов тянется на протяжении 1600 *м*. Они совершенно аналогичны таковым же с Туюк-ана и низовий Иныльчека.

В устьевой части Теза, на расстоянии 1200 *м* от его впадения, у дороги обнажаются сильно дробленые граниты, местами имеющие ложную слоистость. Под микроскопом они оказались

катаклазированными биотитовыми гранитпорфирами. Фенокристаллы кислого плагиоклаза, основная масса с гранитовой структурой. Состоят из авгита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, циркона, сфена, апатита.

Западная оконечность Сары-джасского хребта сложена розовыми и серыми гранитами. Под микроскопом он определяется как биотитовый микроклиновый гранит гипидиоморфно-зернистой структуры. Наблюдается легкая катаклазированность. Но тут же имеются разности, представляющие собой типичный катаклазит гранита. Несколько выше по Инырьчеку выходят мусковитовые гранитпорфиры. Основная масса их гранитовой структуры. В ней порфировые вкрапленники микроклина и плагиоклаза.

Соотношение розовых и серых гранитов приводит к заключению об одновременном отщеплении их от единой магмы. В крайней скале Сары-джасского хребта ближе к р. Сары-джасу видно, что в восточной части серые граниты инъецируются жилами розового, тогда как западнее соотношение обратное. Основная резко выраженная отдельность в этих гранитах идет в направлении СВ 72° и падает ЮВ ∠62°.

Ниже до самого устья Инырьчека коренные выходы скрываются под древними ледниковыми и аллювиальными наносами.

Северный склон Инырьчекского хребта на территории, входящей в лист, в основном сложен верхнесилурийскими известняками, сланцами и эффузивами. Только к востоку развиты массивные светлые известняки, которые на основании параллелизации с образованиями еще более восточных частей хребта могут быть отнесены к нижнему девону. Все осадочные и эффузивные породы силура и девона прорваны рядом гранитных разновеликих тел.

У восточной границы листа и к западу от нее на протяжении около 15 *км* левый борт долины Инырьчека сложен массивными толщами верхнесилурийских и нижнедевонских известняков. Они принадлежат южному крылу громадной синклинали. Оно очень хорошо наблюдается у устья р. Ат-джайляу (рис. 46). В этом месте почти непосредственно к борту долины подходят верхнесилурийские известняки и сланцы.

Напротив водораздела между реками Тез и Туюк-аном, северный склон гребня Инырьчекского хребта сложен светлыми мелкозернистыми известняками с желтыми поверхностями выветривания. Они образуют два горизонта, между которыми залегают толщи серого известняка. Мощность этих трех толщ около 500 *м*. Их подстилают тонкослоистые плотные глинистые, несколько известковистые и перекристаллизованные сланцы. Ниже по склону выходят черные, слабо филлитизированные сланцы. Между известняками и сланцами проходит разрыв, по которому породы очень сильно раздроблены. В целом весь известково-сланцевый комплекс ориентирован на СВ 60°.

Ниже филлитовых сланцев по склону хребта обнажаются серые ороговикованные сланцы, сменяемые мраморовидными

известняками. Последние достигают громадной мощности. Они согнуты в большую синклиналь с крутым и растянутым южным крылом и сравнительно полого падающим северным.

Известняки в средней части склона прорваны серыми микроклиновыми биотитовыми гранитами. В верхней части выходов интрузивных пород они образуют сравнительно крупное тело, которое ниже по склону дает серию жил различной мощности. Контактовые изменения около большого гранитного тела выражаются только в ороговиковании включающих пород. В месте же развития жил, в ороговикованных известняках и сланцах встречается много кристаллов пирита. Наблюдается кроме того значительная эпидотизация. В этом месте измерение пород показывает простирание их пластов на СВ 15° с падением на СЗ ∠55°.

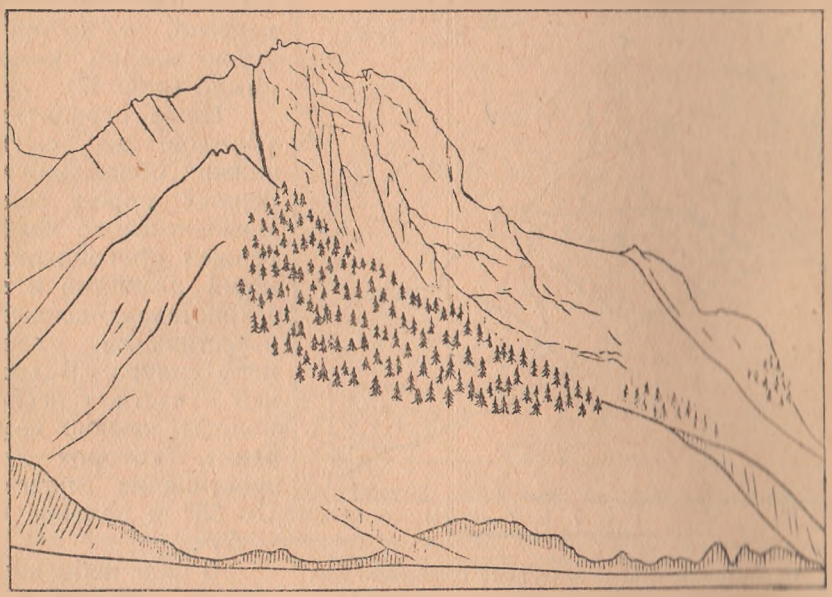


Рис. 46. Южное крыло синклинали на северном склоне Ишильчекского хребта.

В узком скальном ложке обнажаются упомянутые выше мощные жилы микроклинового биотитового гранита, поражающего напряженным выделением в нем пирита. При выветривании порода дает толстые охристые корки с зеленовато-желтыми налетами серы. Сделанные измерения показывают простирание одной жилы на СЗ 310° с падением ее на СВ ∠42°. К западу от нее, отделенная узкой полосой известняка, проходит вторая жила в направлении СЗ 330° с падением на СВ ∠77°. Мощность последней жилы достигает 30 *м*.

Описываемые гранитные выходы прослежены почти на 2 *км*. Верхний большой массив к востоку несколько сужается и откло-

ляется к северу, причем южная граница идет на СВ 20°. Тонкослоистые мраморизованные известняки у изгиба гранитного тела, который не может быть показан на карте из-за мелкости ее масштаба, простираются близко к меридиану, затем отклоняются к СЗ 350°. Западнее в 5 *м* простирание их СВ 28°.

При рассматривании этих выходов в плане совершенно отчетливо видно, что граниты участвовали в складкообразовании и вели себя как слабо податливый массив среди пластичных пород. Несколько восточнее в обособленной известняковой скале проходят рассекающие ее три жилы. Они сильно раздроблены и совместно с пластами включающих пород дают антиклинальный перегиб, от которого видно только южное крыло (рис. 47).

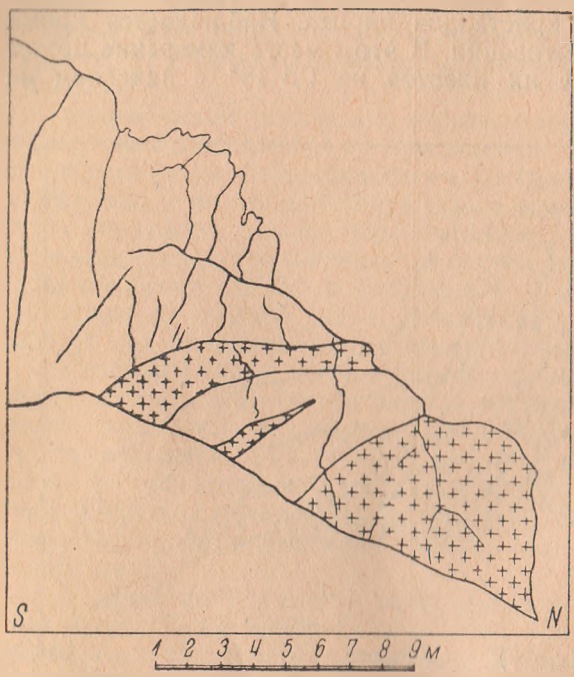


Рис. 47. Антиклинальное залегание гранитных жил на северном склоне Инышлчекского хребта.

Ниже гранитных выходов до самых нижних обнажений коренных пород склон Инышлчекского хребта сложен ороговикованными сланцами и перекристаллизованными известняками верхнего силура. В средней части лесной полосы сделано измерение, которое дает простирание пластов СВ 35° и падение СЗ ∠ 55°.

В ряде небольших логов, спускающихся с Инышлчекского хребта, напротив устья Теза, гранитных выходов не наблюдается. Весь склон здесь сложен сланцами и известняками. Следующий крупный гранитный массив находится у большой плавной излучины Инышлчека. Ширина гранитных выходов достигает больше километра. Здесь развиты, начиная с подножья хребта, крупнозернистые серые, на большей площади выходов порфировидные биотитовые граниты. Выше по склону идут мраморы и филлитизированные глинистые сланцы. Они подымаются до самого гребня хребта.

Полоса девонских известняков, протягиваясь у гребня хребта, к западу срезается продольным сбросом, идущим близко к осевой части горной гряды. Здесь очень трудно проследить смену девонских и силурийских мраморов. В верховьях 5-го и

6-го логов, считая их от западной оконечности хребта, гребень его слагается массивными светлыми мраморами (рис. 48). На самом перевале видно, что породы сравнительно слабо нарушены. Ниже по склону видна широкая зона дробления с вертикальными столбчатыми отдельностями. Ниже залегают известняки с крутым падением пластов на юго-восток. Под них уходят темные кремнисто-глинистые сланцы. Вся толща их, вытягиваясь параллельно основным структурам в северо-восточном направлении, внутри имеет очень изменчивое простирание пластов.

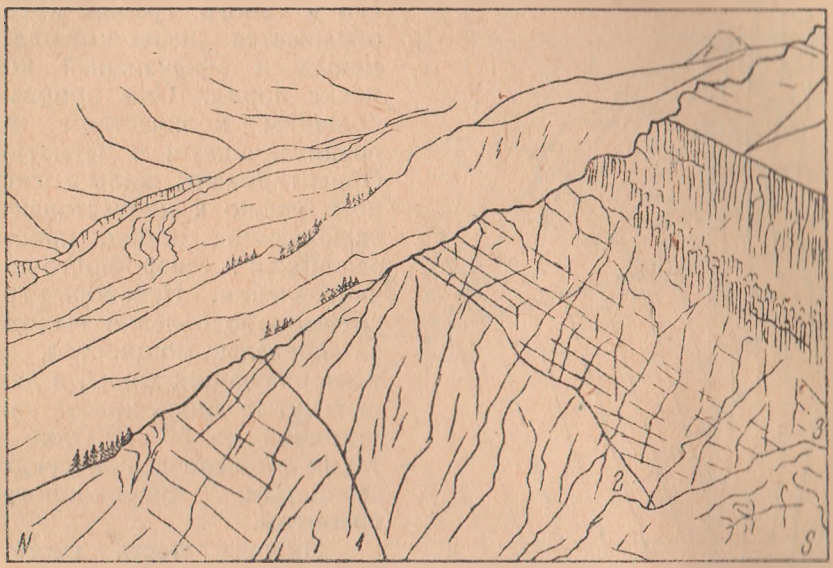


Рис. 48. Разрез верхнесилурийских отложений на северном склоне Инырьчекского хребта.

1 — S_2 — мраморизированные известняки и глинистые сланцы; *2* — S_2 — сланцы и порфириты; *3* — $S_2 + D_1$ — мраморы и кремнисто-глинистые сланцы.

Здесь проходит пегматитовая жила мощностью около 30 *см*. Пегматит светлосерого цвета с крупными кристаллами серого микроклина. Простирается жила СЗ 325°, падает на СВ ∠ 55°.

Среднюю часть склона хребта по тем же логам слагает полоса темных зеленовато-серых порфиритов, переслаивающихся со сланцами. Мощность сланцево-эффузивной толщи около 300 *м*. Они падают на ЮВ под углом около 50°. Породы местами сильно раздроблены и имеют брекчиевидное сложение. В одном километре выше выхода лога из скального ущелья начинается мощная толща мраморизованных известняков, в верхней части переслаивающихся с черными глинистыми сланцами. Простирание пластов здесь СВ 73°, падение ЮВ под углом 72°. В мраморах наблюдается целая серия разрывов, повидимому, разновозрастных. Так, в верхней части свиты мраморов на склонах долины виден остаточный лоскут надвига, который в одном

месте оборван позднейшим вертикальным сбросом (см. рис. 49). Основное простирание трещин разрыва СВ 64°, падение их на СЗ ∠ 68°.

В массивных светлых мраморизованных известняках в нижней части лога простирание пластов установить не удается. Основные отдельности идут на СЗ 280—285°, падение их почти вертикальное или на СВ ∠ до 75°.

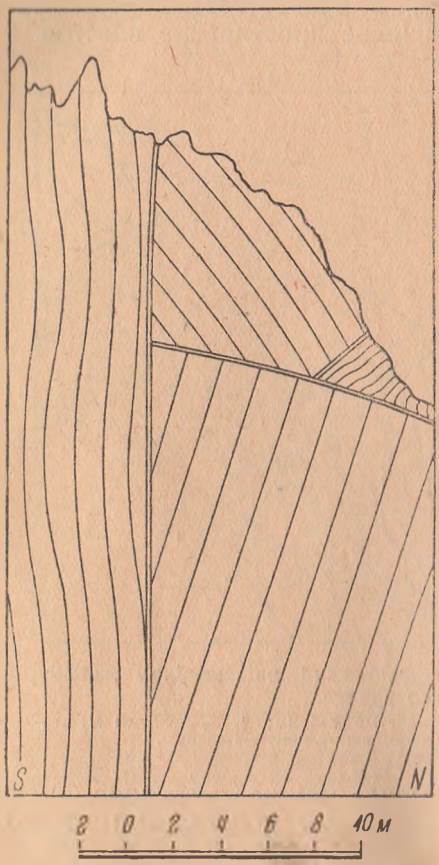


Рис. 49. Разновременные разрывные дислокации на северном склоне Иныльчекского хребта.

По следующему к западу третьему логу в верховьях его у самого гребня хребта обнажается известково-сланцевый и эффузивный комплекс пород. Они прорваны большим количеством жил гранита, аплита и пегматита. Ориентированы жилы в основном близко к напластованию включающих пород, простирающихся в северо-восточном направлении. Некоторые гранитные обособления выходят за пределы мощностей, характеризующих жилы, и дают вытянутые вдоль хребта тела, шириной до 50 *м*. Одно из таких сложено серым среднезернистым микроклиновым гранитом.

Нижняя часть системы этих жил изображена на рис. 50. Такие жилы сложены либо аплитом, либо пегматитом. Более мощные из них имеют сложное строение. Обычно лежачий бок выполнен светлосерым аплитом, висячий — среднезернистым и крупнозернистым пегматитом. Переход между этими разностями постепенный, путем жилообразного обогащения аплита пегматитом. Простирание измеренных жил СВ 65°, падение на ЮВ ∠65°, а также СВ 30° с падением ЮВ ∠ 20°.

В целом жилы образуют довольно густую сеть и насчитываются многими десятками, а то и сотнями. Некоторые из них отличаются высокой полиминеральностью. Здесь обнаружены разноцветные турмалины, бериллы, гранаты, топазы, литиевые слюды, флюориты и пр.

Имея значительное отклонение в разные стороны, в целом

свита известняков и подчиненных им сланцев и эффузивов вытянута в северо-восточном направлении. Она имеет однородное падение на северо-восток под углом около 45°. Это общее падение нарушают только вторичные пологие складочки. Как и везде, на северном склоне Инышьчекского хребта довольно много разрывных нарушений. Одно из них при измерении оказалось идущим в направлении СЗ 280°, с почти вертикальным падением. В нижней части известняково-сланцевой толщи проходит зона сильно дробленых серых, частью темных известняков в направлении СВ 42° с падением на ЮВ ∠ 48°.

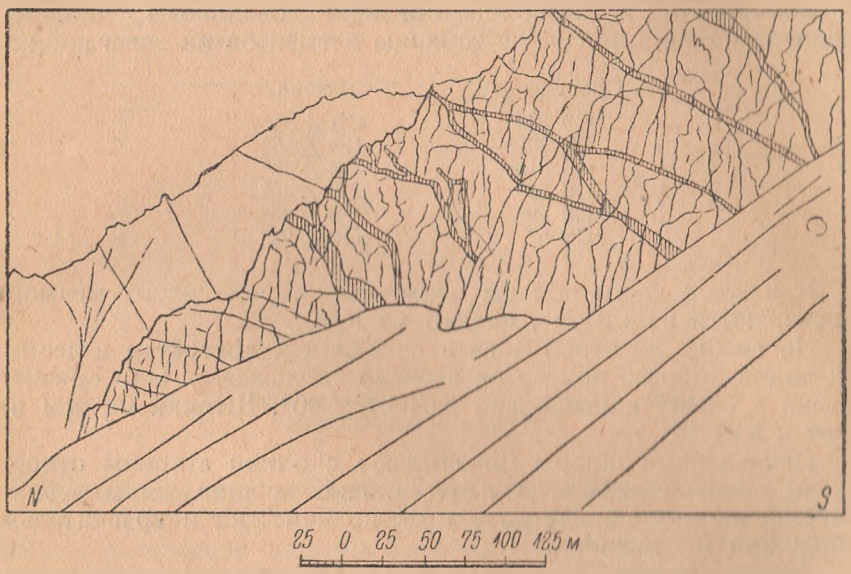


Рис. 50. Пегматитовые и аплитовые жилы на северном склоне Инышьчекского хребта.

Нижняя часть третьего лога проходит на протяжении около 800 *м* в серых микроклиновых гранитах. По южному контакту отношение гранитов с вмещающими светлосерыми полосчатыми известняками безусловно интрузивное, хотя по стыку пород имеется некоторое смещение.

Для описываемого гранитного тела очень характерно, что его рвут аплитовые и пегматитовые жилки, колеблющиеся по мощности в пределах от нескольких сантиметров до метра. Некоторые пегматиты содержат мелкие выделения флюорита, много роговой обманки и черного турмалина. Одна из аплитовых жил, мощностью 80 *см*, простирается СВ 48° при вертикальном падении.

Крайний западный лог Инышьчекского хребта, проходящий еще в области развития леса, начинается крупными осыпями от самого водораздельного гребня хребта. Насколько видно, послед-

ний сложен мощными известняками силура, образующими толщу в 300 м. Ниже проходит свита сланцев и известняков, простирающаяся СВ 40° с падением пластов на ЮВ ∠ 12°. Мощность их также около 300—350 м.

Вышеприведенные толщи наблюдались на некотором расстоянии и в осадочных породах не удалось рассмотреть выходов гранита. Но в осыпях встречается довольно много глыб светло-серого буроватого крупнозернистого порфировидного микроклинпертитового гранита, интрудирующего на водоразделе мраморы. Помимо этого породы силура прорваны значительным количеством жил пегматитов и аплитов. Наметить какую-либо закономерность в расположении жил довольно трудно. Это видно из приводимой ниже таблицы элементов их залегания:

Простирание	Падение
СЗ 330°	СВ ∠ 35°
СЗ 303°	СВ ∠ 55°
СЗ 315°	СВ ∠ 45°
СВ 25°	ЮВ ∠ 45°
СВ 20°	ЮВ ∠ 45°
СВ 5°	ЮВ ∠ 25°

В нижней части полосы осадочных пород силура мраморы простираются на СВ 20°, падают на ЮВ ∠ 22°.

На гребне из этого лога в соседний к востоку в известняках видно хорошо притертое зеркало скольжения. Оно ориентировано СЗ 340° и наклонено на ЮЗ ∠ 40°. Штрихи на нем падают к ЮВ 10°.

Приведенные цифры показывают с одной стороны относительно пологое залегание пластов, включающих жилы верхнесилурийских пород, пестроту простирания жил и сравнительно небольшой их наклон.

Смена мраморов гранитами наблюдается в 1,5 км от начала лога. Контакт носит интрузивный характер. Покрывающие изверженные породы мраморы довольно сильно ороговикованы. Они сохранились в виде останцового покрова, довольно полого падающего к юго-востоку — в сторону хребта. Контакт между осадочными и изверженными породами проходит по левому склону долины в направлении СЗ 290°, по правому — СЗ 350°.

Граниты, появляясь в нижней части долины, постепенно подымаются по направлению к северу до верхних частей склонов. Затем они обрываются и ниже по логу снова выходят мраморы, лежащие покровом на гранитах. Самого сброса не видно, так как по нему проходит небольшой боковой ложок. В нижней части лога граниты снова подымаются до уровня верхней бровки долины и в этом месте слагают нижнюю часть коренных выходов хребта (рис. 51).

Гранитное тело северо-западной части Инылъчекского хребта к западу постепенно сужается. Его окружают известняки и сланцы верхнего силура. В этом месте контуры хребта смягчаются, четвертичные образования покрывают его склоны на

значительную высоту, и в нижних частях хребта коренные выходы видны только в относительно более крупных логах.

На западном склоне хребта, в 5 *км* к востоку от Сары-джаса недалеко от гребня, среди пород силура, в почти меридиональном направлении проходят две полосы розовато-серого микроклин-пертитового гранита. Соответственно с жильными формами залегания гранитов, состав их чрезвычайно изменчив. Среди разностей встречаются аплитовидные гранитпорфиры, нормально зернистые, а также порфировидные с крупными фенокристаллами микроклина. Очень постоянны выделения турмалина, налагающие на них характерный облик. Граниты оказывают сильное воздействие на включающие их породы. Сланцы и известняки сильно окремнены, а некоторые песчаники превращены

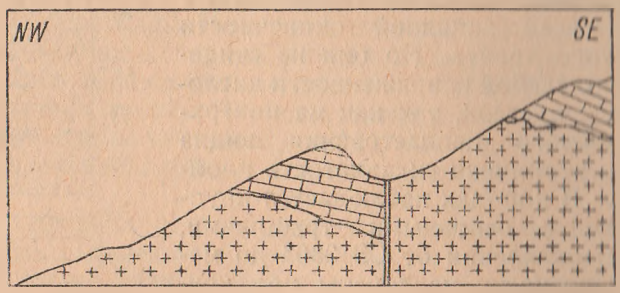


Рис. 51. Продольный разрыв на северном склоне Инышчекского хребта.

в слюдистые кварциты. Помимо крупных жилообразных гранитных тел верхнесилурийские породы прорываются многочисленными, сравнительно мелкими жилками микропегматита, богатого кристаллами черного турмалина.

Крайние западные выходы коренных пород Инышчекского хребта наблюдались по долине р. Сары-джаса. В крутой северо-западной излучине его, ниже устья Инышчека, выходит небольшое пятно мясо-красного и красновато-серого гранита. По типу он соответствует гранитам южного склона Сары-джасского хребта. Гранит необычайно сильно раздроблен и частью гнейсофицирован. Простирание трещин настолько спутано, что с трудом устанавливается два преимущественных направления — северо-западное и северо-восточное.

Нижняя часть долины Инышчека, в особенности южный ее склон, покрыты громадными накоплениями древних ледниковых образований. Боковая левая морена, переходящая по типу в конечную, образует крупный увал, покрытый гигантскими валунами. В основании склона долины Инышчека из-под валунных нагромождений обнажаются светлосерые тонкозернистые песчанистые озерно-ледниковые глины. Они залегают почти горизонтально соответственно с условиями их накопления. Но местами глины сильно нарушены.

В первом ложке к востоку от большой дороги песчанистые глины падают на СЗ ∠50°, простираясь на СВ 15°. Вглубь склона по разлому глины сменяются крупногалечниковыми валунниками. Разлом проходит в направлении СВ 30°, падает СВ∠60° (рис. 52).

Силурийские осадочные породы слагают вертикальные обрывы долины Сары-джаса на западной оконечности Инышьчекского хребта. Здесь обнажаются тонкослоистые кремнистые и глинистые сланцы и тонкослоистые темносерые известняки. Несколько ниже «Чертовых ступенек» простирание сланцев СВ 20°, падение на ЮЗ под углом 18°.

Эти пологие падения очень характерны для всей западной оконечности Инышьчекского хребта. Но они не свидетельствуют о слабой напряженности дислокационных процессов, так как на поверхности основного напластования видна мельчайшая вторичная складчатость плойчатого типа. В породах наблюдается крупный кливаж с основными трещинами, идущий в направлении от СЗ 330° до меридиана. Плоскости наклонены под крутым углом к ЮЗ.

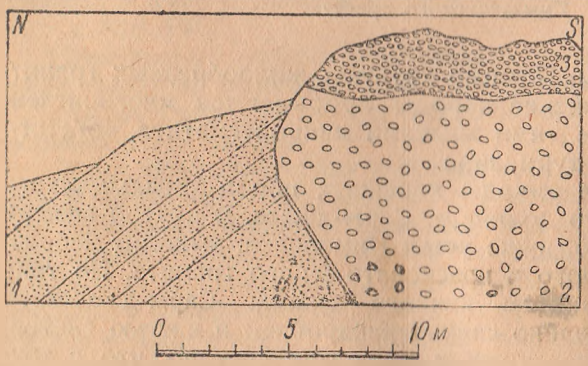


Рис. 52. Нарушения во флювиогляциальных отложениях низовий р. Инышьчек.

1—песчанистые глины; *2*—валунники; *3*—флювиогляциальные отложения.

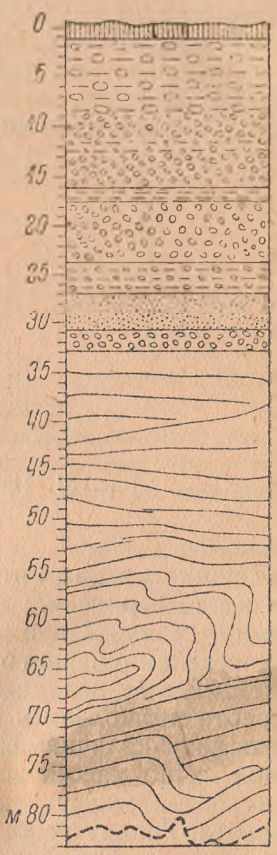


Рис. 53. Разрез флювиогляциальных отложений по р. Сары-джас и нарушения в их нижних частях.

Вероятно с этими трещинами связан выход горячей воды находящегося здесь источника Джелы-су.

Ниже выходов силурийских пород, на западном склоне Инышьчекского хребта расположены прекрасно выраженные в рельефе террасы. В основании их на высоту до 50 *м* над уровнем реки подымаются светлосерые озерно-ледниковые накопле-

ния. В них наблюдается очень спутанная складчатость и целый ряд своеобразных нарушений. В верхних частях разреза породы лежат почти горизонтально и, пластуясь с более крупнообломочным материалом, к верху переходят в галечники и валунники (рис. 53).

Р. Каинды[1]. Р. Каинды берет начало от крупного ледника за восточной рамкой листа нашей карты. В пределы нашей карты р. Каинды входит всего лишь в 2 *км* от языка ледника и уходит за ее южную границу в 30 *км* ниже.

Верхняя часть долины р. Каинды, от языка ледника до устья р. Южной Ат-джайляу, обладает хорошо выраженной плоской поймой, представляющей, повидимому, дно трога, выработанного последним древним оледенением. Следы размытой конечной морены этого оледенения наблюдаются в 2 *км* ниже устья р. Южной Ат-джайляу. Ниже, по течению, долина Каинды имеет облик уже типичной горной речной долины с довольно узкой, но везде ясно выраженной, пойменной террасой. Переуглубляющихся участков долина Каинды, даже в нижней своей части, в настоящее время не имеет: здесь еще не чувствуется влияния стремительной глубинной эрозии нижнего участка р. Сары-джаса.

Следы древних этапов развития долины имеются в ее верховье. Здесь недалеко от языка ледника на правом берегу высоко над дном долины наблюдаются кое-где сохранившиеся обрывки не менее, чем двух надпойменных террас. Верхняя из них находится на высоте около 250 *м* над современной пойменной террасой. Целая серия террас имеется также и в устьевой расширенной части долины Каинды, где они тесно связаны с террасами Сары-джаса, развитыми в районе устья р. Инылычека.

В устье Каинды близ берега р. Сары-джаса встречаются единичные крупные валуны, принесенные сюда древним Инылычекским ледником, конечные морены которого сохранились выше по Сары-джасу в устье долины р. Инылычек.

В отношении геологического строения долина Каинды может быть разделена на две части: верхнюю — от ледника до устья р. Южной Ат-джайляу, слагающуюся породами в общем одного возраста, и нижнюю, значительно более разнообразную по составу и возрасту развитых здесь отложений.

В верхней части долины Каинды обнажается свита зеленых хлоритизированных сланцев. В верховье Каинды близ ледника изучение этой свиты довольно затруднительно, так как склоны долины круты и трудно доступны. В разрезах оврагов более доступного правого склона долины можно заметить, что свита зеленых сланцев является мелкоплойчато-измятой. Общее простирание ее здесь широтное, падение на юг $\angle 55—75°$. Среди сланцев встречаются прослои (мощностью до 20 *м*) темносерых известняков, также нередко рассланцованных. В осыпях, кроме того, встречаются обломки порфиритов.

---

[1] Д. Н. Тарасов.

За пределами нашей карты на леднике Каинды в известняках среди сланцев в двух пунктах прорабом В. П. Сасоровым были найдены табуляты. По определению Л. Б. Рухина они характеризуют возраст пород, как низы верхнего силура (предположительно лландовери-уинлок). Л. Б. Рухиным здесь определены: *Favosites* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H., *F.* (*Eufavosites*) *forbesi* E. H., *Plasmopora intercendens* Kiar. (лландовери); *Heliolites hirsutus* Lindstr. (уинлок).

В пределах же описываемой четверти листа первая находка фауны в верховье р. Каинды была сделана коллектором И. Г. Плуталовым в 6 *км* ниже языка ледника на правом берегу, в прослое серого известняка, выходящего у самого русла. Фауна эта очень плохой сохранности; среди нее Д. В. Наливкин усматривает пентамерид верхнесилурийского облика.

Со строением левого склона долины впервые можно познакомиться лишь в 9 *км* от ледника Каинды по оврагу Турэ-су.[1] В верховье Турэ-су у замыкающего его ледника обнажаются серо-зеленые сланцы. Простирание их СВ —50°, падение ЮВ — 140°, ∠ 52—60°. В морене ледника Турэ-су очень много валунов розового известняка. Ниже по тальвегу в средней части оврага выступают сланцы красноватой окраски, сильно раздробленные. Они сменяются зелеными филлитизированными сланцами, мощностью около 700 *м*, содержащими в верхней своей части прослои известняка, мощность которых достигает 50—60 *м*. Эти сланцы местами также сильно раздроблены. Простирание их СВ 75°, падение ЮВ 165° ∠ 65°. В устьевой части Турэ-су на крутом склоне его левого берега выступают светлые серо-зеленые известковистые сланцы.

Во всей сланцевой толще, обнажающейся по Турэ-су, особенно же близ ледника, имеется большое количество кварцево-кальцитовых жил, мощностью от 3 до 20 *см*, внедренных в сланцы согласно их простиранию.

В этих жилах И. Г. Плуталовым в 1932 г. у ледника Турэ-су обнаружено вкрапление пирита, халькопирита и свинцового блеска. Оруденение, однако, не имеет здесь, повидимому, сколько-нибудь значительного распространения, так как Р. Р. Даниловым в жилах, осмотренных в 1933 г., рудоносности обнаружено не было.

Возвращаясь к правому склону долины р. Каинды, следует отметить как очередной пункт находки верхнесилурийской фауны урочище Кок-джар, в 2 *км* от устья оврага Турэ-су.

Здесь, к ЮЮВ от обозначенной на двухверстке высоте 2291 саж. (4887,8 *м*) в подошвенной части правого склона долины Каинды выступает серый массивный известняк, перемежающийся с тонкоплитчатым. В нем Д. Н. Тарасовым обнаружено большое количество члеников криноидей и, кроме того, остатки

[1] Приводимое ниже описание оврага Турэ-су составлено по полевым записям И. Г. Плуталова и Р. Р. Данилова.

табулят. Последние определены Л. Б. Рухиным, как *Favosites (Eufavosites) hisingeri* E. H., *Heliolites* sp. Возраст их по Л. Б. Рухину — уинлок-лудлоу. Известняк представляет прослой в свите зеленых сланцев. Мощность его около 30 *м*, простирание СВ 55°, падение СЗ 325°, ∠65—70°.

Довольно полный разрез правого склона долины Каинды или точнее уже южного склона Ипыльчекского хребта был осмотрен на протяжении около 4 *км* по долине крупного ручья, впадающего в р. Каинды в западной части ур. Кок-джар. В верховье данного ручья на его леднике обнажаются светлосерые массивные известняки (D_1?); они образуют высокий уступ, преграждающий поперек долину. С этого уступа спадает правый ледопад ледника. Известняки эти несогласно перекрываются сланцами и песчаниками, падающими на ЮВ ∠30—40°. Контакт сланцев с известняками очевидно тектонический: известняки у контакта рассланцованы, сланцы милонитизированы.

Эти сланцы и песчаники принадлежат все той же свите зеленых сланцев верхнего силура. Кроме хлоритовых и серицитовых сланцев здесь встречаются фиолетово-красные глинистые сланцы, а также рассланцованные хлоритизированные песчаники и туфогенные (?) породы, покрытые снаружи чугунно-бурым загаром. Простирание слоев СВ 60—70°, падение ЮВ 150—160°, ∠30—40°.

Приблизительно в 2—2,5 *км* от устья ручья, среди этой свиты выступает небольшая интрузия желтоватого с большим содержанием кварца гранитпорфира. В контакте с гранитпорфиром сланцы заметно окремнены, окраска их здесь фиолетовая с прослоями зеленой. Выход гранитпорфира пересекает долину в виде нешироко полосы, быстро замыкающейся в бортах долины. Гранитпорфир пересекается меридиональными кварцевыми жилками, переполненными во многих участках кристаллами роговой обманки.

На западной стороне выхода гранитпорфира по контакту со сланцами обнаружен белый ортотектит (мощность около 1,5 *м*). В свите сланцев в контакте с ортотектитом выступает аркозовый крупнозернистый песчаник.

С восточной стороны выхода гранитпорфира в контактирующей с ним серой сланцевой породе, пронизанной сетью извилистых кварцевых жилок, имеются инъекции аплита. Несколько севернее, по тому же восточному краю выхода гранитпорфир инъецирует плотный темный с фиолетовым оттенком мелкозернистый песчаник, тесно с ним переплетаясь. Среди этого песчаника, в расстоянии около 30 *м* от непосредственного контакта с гранитпорфиром наблюдается ряд аплитовых жил, отщепляющихся от гранитпорфира. Мощность жил в их раздувах достигает 1 *м*. Простирание жил СВ 50°, падение СЗ 330° ∠75°.

Далее вниз по течению обнажаются зеленоватые сланцы. В тальвеге довольно много валунов порфирита. В нижнем по течению участке долины ручья среди сланцев на протяжении около 1,5 *км* до устья наблюдалось несколько известняковых

прослоев, быстро выклинивающихся по простиранию. Последний из них обнажается в устьевой части долины. Он представлен темносерым известняком, видимая мощность которого около 7 *м*. Простирание известняка СВ 35°, падение ЮВ 125 ∠ 39°.

В 1,5 *км* ниже по течению р. Каинды характер сланцевой свиты верхнего силура на правом склоне долины отличается лишь некоторыми деталями. Так, например, в верховье оврага, впадающего в долину Каинды справа против урочища Чон-тескесу, фиолетово-красные сланцы верхнего силура являются в значительной степени окремненными. По гребню между развилкой верховья выступает рассланцованный милонит авгитового порфирита.

Что касается левого склона долины Каинды (северного склона Каиндинского хребта), то следующим большим разрезом после описанного ранее оврага Турэ-су является овраг Джолкилот, впадающий в долину Каинды в 3—4 *км* выше устья р. Южного Ат-джайляу. По правому берегу Джол-килота в 200 *м* от его устья, под гребнем, отделяющим Джол-килот от соседнего оврага, обнажаются песчаники, разбитые на кубовидные отдельности с темнобурой корой загара. Песчаники перемежаются с маломощными сланцевыми прослоями. Микроскопически, по данным О. И. Некрасовой, песчаники определяются как аркозовые, серицитизированные и хлоритизированные, частью же метаморфизованные, вплоть до перехода в хлоритово-серицитовые сланцы. Ниже гребня более пологая часть склона слагается серыми песчанисто-известково-хлоритовыми сланцами, среди которых встречено два маломощных (не более 5 *м*) прослоя серого известняка, пересеченного жилами кальцита. Приблизительное простирание этих сланцев СВ 60°, падение ЮВ 150°, ∠ около 30°. Еще ниже по склону, вплоть до тальвега оврага, выступают кварцево-серицитовые известковистые сланцы. Вниз по оврагу от этого пункта на протяжении около 100 *м* видны перемежающиеся серицитизированные и известково-глинистые сланцы. Над ними на высоте около 30—40 *м*, над тальвегом обнажается толща зеленых хлоритовых сланцев с маломощными (около 1 *м*) прослоями светлосерого известняка. Простирание СВ 65°, падение ЮВ 155° ∠ 55°. В 100 *м* от устья оврага выступает авгитовый порфирит, сильно хлоритизированный. Ниже по оврагу видны зеленые и красновато-фиолетовые глинистые сланцы, снова сменяющиеся в устьевой части порфиритом. Последний сильно метаморфизован, рассланцован и карбонатизирован.

Резюмируя наблюдения между ледником Каинды и устьем р. Южной Ат-джайляу, следует отметить прежде всего, что описанные отложения везде падают на ЮВ, не считая мелкой складчатости второго порядка. Последняя развита по правому склону долины Каинды (южному склону Инылькекского хребта) в связи с надвигом свиты на север на нижнедевонские (?) известняки. Простирание свиты выдерживается СВ 60—70°. По сравнению

с ним долина р. Каинды имеет более широтное направление. Отсюда следует, что в верховьях р. Каинды обнажаются более высокие горизонты свиты, а ближе к устью р. Южной Ат-джайляу — более низкие. Сравнивая с этой точкой зрения только что описанные разрезы, мы должны сделать следующие выводы о строении свиты в целом.

1. Нижняя часть свиты в основном составлена метаморфизованными аркозовыми песчаниками, а также известково-хлоритовыми и кварцево-серицитовыми сланцами. Наряду с ними играют значительную роль и глинистые фиолетово-красные сланцы, в некоторых случаях окремненные. Меньшее значение имеют сильно метаморфизованные авгитовые порфириты. Прослои известняков ничтожны.

2. Верхняя часть свиты слагается главным образом хлоритово-серицитовыми и глинисто-известково-хлоритовыми сланцами. Встречаются и филлитовые сланцы, имеющие также зеленую окраску. Известняковые прослои увеличиваются в количестве и мощности, хотя и остаются попрежнему выклинивающимися. В них заключается верхнесилурийская (лландовери-лудлоу) фауна, главным образом остатки табулят.

Переходим к описанию следующего участка долины Каинды, начиная с р. Ат-джайляу.

Долина р. Южной Ат-джайляу дает наиболее глубокий разрез южного склона Иныльчекского хребта. Здесь видны отложения, ограничивающие с севера только что описанную свиту сланцев верхнего силура. Эти отложения составляют юго-восточное крыло общей антиклинали Иныльчекского хребта, в ядре которой по р. Северной Ат-джайляу выходят сланцы нижнего силура. По р. Южной Ат-джайляу в разрезе данного юго-восточного крыла антиклинали последовательно обнажаются верхнесилурийские, затем нижнедевонские (?) отложения.

У перевала Ат-джайляу на склонах долины выступают измятые глинистые темнозеленоватые сланцы с подчиненными пластами светлых известняков. Среди сланцев Д. И. Яковлевым обнаружена кварцевая жила с рассеянными кристалликами халькопирита. Жила прослеживается на протяжении около 5—6 *м* в направлении СВ 15°. Мощность ее 3—4 *м*. Тут же, несколько выше, в сланцах имеются примазки медной зелени, а в секущих тонких кварцевых жилках — мельчайшие вкрапления халькопирита.

От перевала вниз по долине прослеживается все та же свита сланцев с довольно мощными прослоями известняков. В 4 *км* к западу от перевала на правом задернованном склоне долины имеется выход серого массивного известняка в виде высокой гривы, шириной около 50 *м*. Простирание известняка здесь СВ 30°, падение ЮЗ 120° ∠ 50°.

Затем уже в верховье самой речки Южной Ат-джайляу выступает довольно мощная толща светлосерых известняков, после которых к западу от могильника, показанного на двухверстной топографической карте, обнажаются глинистые графитово-серые

глинцевитые сланцы, слабо хлоритизированные. В осыпи встречаются фиолетовые глыбы катаклазированного рассланцованного серицитизированного порфирита. Ниже по течению графитово-серые сланцы сменяются яркозелеными известково-хлоритовыми. Простирание толщи СВ 85°, падение ЮВ 175°, ∠ 50—60°.

К северу от ущелья р. Ики-чат (левый приток р. Ат-джайляу), в 1,5 *км* от его устья сланцы сменяются плитчатыми известняками, в которых найдена фауна. Известняки эти наиболее хорошо обнажены и легко доступны на правом склоне долины. По внешнему виду они темносерые, почти черные, сильно рассланцованные — почти сланцы. Среди них, повидимому, имеются и прослойки настоящих хлоритовых сланцев, плитки которых нередко примешиваются к известняковой осыпи. Элементы залегания слоев все те же. Простирание СВ 85°, падение ЮВ 175° ∠ 60°. Фауна встречается в осыпи, а также и in situ в нижней части толщи. Она представлена почти исключительно табулятами. Л. Б. Рухиным среди них определены: *Heliolites interstinctus decipens* Lindstr. (?), *Favosites* (*Eufavosites*?) sp., *F.* (*Palaeofavosites*) *aspera* d'Orb., *F.* (*Palaeofavosites*) *aspera* var., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H., *F.* (*Eufavosites*) aff. *hisingeri* E. H., *F.* (*Eufavosites*) *gotlandica* Lamk, *Favosites* sp., *Syringopora* aff. *tabulata* Rom., *S. ferganensis* Rom., *S.* cf. *hisingeri* Rom.

Возраст фауны — верхний силур (уинлок-лудлоу). У самого контакта известняков с предыдущими зелеными сланцами найдены раздавленные ругозы, из которых Э. З. Бульванкер определила *Zaphrentis vortex* Lindstr.

Ниже, по течению, рассланцованные темные известняки переходят в более светлые плотные с плоскораковистым изломом. Простирание их СВ 73°, падение ЮВ 163° ∠ 46°.

В 1 *км* выше устья Ики-чат известняковая толща в разрезе правого берега долины снова сменяется хлоритовыми сланцами. Эти сланцы прослеживаются вплоть до устья небольшой речки, впадающей в Ат-джайляу ниже устья р. Ики-чат. В последнем пункте сланцы сероватые, глянцевитые. По микроскопическому определению О. И. Некрасовой они кварцево-хлоритовые с турмалином. Простирание сланцев СВ 65—75°, падение ЮВ 155—165° ∠ 60°.

Ниже устья упомянутой правой речки долина р. Южной Ат-джайляу начинает резко переуглубляться.

Наиболее переуглубленной является устьевая часть долины, представляющая совершенно щелеобразный клямм, врезанный в более древнюю ледниковую часть долины. Щель клямма очень узка, местами стены ее нависают. В одном месте она закрыта сверху большой известняковой глыбой. На всем этом участке, начиная с устья упомянутой правой речки, вплоть до устья р. Южной Ат-джайляу, обнажается мощная толща светлосерых известняков. Известняки эти относятся, повидимому, уже к нижнему девону, так как лежат на юго-западном продолжении по простиранию литологически сходных известняков восточного

склона пика Нансена, охарактеризованных нижнедевонской фауной. Среди известняков, повидимому, имеют место небольшие прослои карбонатизированных хлоритовых сланцев, обломки которых были найдены в осыпях склонов правого бокового овражка в 2 *км* от устья р. Южной Ат-джайляу. В конусах выноса левых боковых оврагов встречаются, кроме того, обломки рогово-обманкового порфирита.

Толща известняков является в общем однородной, отличающейся в своих частях лишь деталями. Так, например, у наиболее крупного правого бокового оврага, огибаемого участком тропинки под названием «Мертвой петли», известняк серый плотный плитчатый. Простирание его СВ 65°, падение ЮВ 155° ∠ 40°. Между «Мертвой петлей» и следующим вниз по течению небольшим овражком в известняках обнаружен белый сильно мраморизованный и рассланцованный прослой, с большим количеством раздавленных раковин гастропод. Среди последних по определению Д. В. Наливкина имеется *Murchisonia* sp. силур-девонского облика, а также *Pleurotomaria* sp. Ниже по течению, вплоть до устья долины Южной Ат-джайляу, известняк светлый плотный тонкозернистый мраморизованный. В 1 *км* от устья замерены: простирание СВ 55°, падение ЮВ 145° ∠ 42°. В устьевом клямме простирание СВ 65°, падение ЮВ 155° ∠ 56—59°.

У самого устья долины в нее впадает слева овраг. По нему проходит линия тектонического контакта между только что описанными нижнедевонскими (?) известняками и описанной выше для долины Каинды свитой сланцев верхнего силура, надвинутой на них с юга. Поверхность надвига представляет на известняках изогнутую поверхность с общим падением на ЮВ 160° ∠ 62°. В основании надвинутого комплекса залегают зеленые сильно измененные катаклазированные порфириты и глянцевитые глинистые сланцы пятнистой фиолетово-красной и зеленой окраски. Между известняками и надвинутым комплексом наблюдаются местами лоскуты хлоритовых сланцев, разбитых в щебнистую щебенку, а также окварцованный фельзит с многочисленными жилками кварца и кальцита. Напомним, что этот же тектонический контакт на его продолжении к северо-востоку был отмечен выше для верховья правого притока р. Каинды на урочище Кок-джар.

Перейдем теперь к описанию второго участка долины р. Каинды, ниже устья р. Южной Ат-джайляу.

Западнее долины р. Южной Ат-джайляу, на правобережье Каинды, в Инылькекском хребте выделяется характерная столовая вершина, плоская поверхность которой, наклоненная к югу, несет шапку покровного ледника.

По наблюдению Д. И. Яковлева, вершина сложена нижнедевонскими и, отчасти, верхнесилурийскими мраморами, из-под которых обнажается сланцево-известняковый комплекс верхнего силура. Мраморы столовой горы залегают сравнительно спокойно, падая к югу под углом от 18 до 20°. Они образуют крыло

и частью замок изоклинальной антиклинали, слагающей южную часть Инышчекского хребта.

С западной стороны столовой горы силур-девонские породы, по мнению Д. И. Яковлева, оборваны крупным сбросом северо-западного простирания. К западу от линии сброса выходят сильно ороговикованные сланцы и частью песчаники.

Несколько ниже по течению, у пологой излучины р. Каинды, в том месте, где долина ее резко суживается, обнажаются темносерые, уралитизированные габбродиориты. Они интрудируют сланцевую толщу верхнего силура, сильно здесь окварцованную. Площадь интрузии незначительна.

Еще западнее южный склон Инышчекского хребта, по наблюдению Д. И. Яковлева, сложен широкой полосой окремненных светлых мраморизованных известняков. Хороший разрез их наблюдается по оврагу, прорезающему правый склон долины Каинды на ур. Майда-адыр к северу от устья р. Кара-бель. В данном овраге в 2 *км* от его устья, у бровки склона левого берега известняки простираются СЗ 355°, падают СВ 85° ∠ 58°. На середине склона простирание известняков уже иное: СВ 18°, падение ЮВ 108° ∠ 72°, и наконец, внизу простирание снова иное — СВ 30°. Светлые известняки подстилаются здесь толщей темносерых известняков, в которых найдена обильная фауна верхнесилурийских табулят. Из них Л. Б. Рухиным определены: *Favosites* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H. var. *multitabulatus* R u k h., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H. var. *minimus* R u k h., *F.* (*Eufavosites*) cf. *turckmenensis* R u k h., *F.* (*Parafavosites*) *weberi* O r l., *Pachypora* sp., *Caenites* sp.

Контакт между светлыми и темными известняками хорошо виден по описываемому левому склону оврага. Он характеризуется неровной поверхностью и производит впечатление трансгрессивного. При этом напластование нижележащих темных пород остается почти параллельным напластованию светлых.

Правый склон описываемого оврага слагается другими породами, именно песчаниками, сланцами и порфиритами.

Южнее среди них залегает широкой полосой дробленый и плойчато-измятый серый известняк, простирание которого СВ 72°, падение СЗ 342° ∠ 73°.

Ниже устья описываемого оврага по правому склону долины Каинды развиты зеленовато-серые диабазовые порфириты. Им подчинены темные глинистые сланцы. В нижних частях выходов они простираются СВ 38°, падают ЮВ 128° ∠ 73°.

Эти породы ограничены с юга большой площадью третичных отложений, описание которых будет дано ниже.

Западнее только что описанного оврага в строении южного склона Инышческого хребта существенное участие принимают также и граниты. С первым выходом их можно ознакомиться по оврагу, впадающему в долину р. Каинды, несколько ниже урочища Кара-бель, почти непосредственно на параллели 42° с. ш., служащей южной рамкой листа К-44-А. В самом верховье оврага обнажаются серые мелко- и среднезернистые

микроклиновые граниты. Они прорывают комплекс основных эффузивов, представленных, главным образом, диабазовыми порфиритами. В контактовой зоне в гранитах наблюдаются небольшие порфировидные выделения прозрачного темноватого кварца. Имеет место также небольшая грейзенизация. Вверх по склону граниты продолжаются, повидимому, вплоть до самого гребня. Ниже гранитов проходит полоса отмеченных уже эффузивов, сменяющихся затем серыми полосчатыми сланцами. Последние простираются СЗ 300°, падают СВ 30° ∠ 43°; несколько ниже по оврагу замерены: простирания СЗ 300—320°, падение СВ 30—50° ∠ 33°. Ширина полосы эффузивов и серых полосатых сланцев около 1 *км*.

Эффузивно-осадочный комплекс верхнего силура прорван большим количеством пегматитовых, частью аплитовых, жил. Пегматиты обычно средне- и крупнозернистые грейзенизированные. В некоторых случаях в зальбандах имеются аплитовые оторочки. Максимальная мощность жил достигает 2—3 *м*. В большинстве же они много тоньше. Условия залегания измеренных жил определяются следующими элементами:

Простирание	Падение
СВ 5—10°	∠ 90°
СВ 30°	СЗ 300 ∠ 20—30°
СЗ 330°	ЮЗ 240 ∠ 50—60°

С западной стороны описанный лог имеет почти равновеликий приток. В верхней части последнего обнажаются те же светлые серые среднезернистые граниты. Они прорывают эффузивно-сланцевый комплекс и частью серые известняки. Осадочные породы в значительной степени изменены: известняки мраморизованы, сланцы ороговикованы, местами чувствуется значительное ожелезнение и на поверхности породы наблюдаются бурые налеты. Как граниты, так и включающие их породы пронизаны целой сетью пегматитовых и аплитовых жил, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров и даже миллиметров до 1 *м*. Встречаются кварцевые жилы и прожилки, содержащие в той или иной мере черный турмалин. Преобладающее простирание жил СВ 20° и СЗ 320—340°. В гранитах наблюдаются частые трещины отдельности, из которых главнейшие дают следующие измерения:

Простирание	Падение
СЗ 275°	ЮЗ 185° ∠ 40°
СЗ 310°	∠ 90°
СВ 10°	ЮВ 100° ∠ 270°

Простирание включающих пород довольно изменчиво, но в наиболее выдержанных местах дало измерение СВ 45° и падение ЮВ 135° ∠ 35°.

К западу от описанных эффузивных и осадочных пород залегает большое гранитное тело, сложенное в основном крупнозернистыми серыми порфировидными гранитами с большими

фенокристаллами микроклина. В верховьях речки Таш-куро самый гребень Ныльчекского хребта сложен порфировидными биотитовыми гранитами с фенокристаллами (длиной 0,5 *см*) пертитизированного калиевого полевого шпата. В этом месте очень много кварцевых жил с черным турмалином.

В нижних частях гранитного тела развиты подобные же биотитовые микроклиновые граниты. Они здесь значительно катаклазированы.

У восточного контакта гранитного интрузива с включающими силурийскими породами наблюдается небольшое тело роговообманкового кварцевого диорита.

С юго-востока, как уже было сказано, к выходам палеозойских отложений и гранитов примыкает полоса третичных пород, развитых вдоль нижней части правого склона долины Каинды. Третичные породы у контакта с палеозоем заметно наклонены к юго-востоку. С гранитами они имеют хорошо выраженную плоскость стыка, простирающуюся ЮЗ 235° и падающую ЮВ 145° ∠ 45°.

Что касается левого берега долины р. Каинды на участке ниже устья р. Южной Ат-джайляу, то третичные отложения впервые появляются здесь значительно выше по течению. Первые клочки их встречены между устьями рр. Южной Ат-джайляу и Байш, т. е. еще в пределах листа К-44-А у его южной рамки. В качестве примера здесь укажем узкую полоску красноцветных глинистых конгломератов, выступающих в виде небольшого останца на сланцах верхнего силура на высоком террасообразном карнизе левого коренного берега р. Каинды. Простирание третичных слоев здесь СЗ 285°, падение ЮЗ 195° ∠ 15—20°.

В районе устья р. Байш и ниже по течению Каинды третичные отложения обнажаются в целом ряде мощных разрезов. Они представлены в нижней части разреза красноцветными глинистыми породами, в верхней части буроватыми глинистыми галечниками и конгломератами. Общая мощность отложений достигает нескольких сот метров. В обнажениях они дают отвесные обрывы, разделенные эрозионными щелями на башни и столбы, напоминающие старинные крепостные сооружения.

Дислоцированность слоев слабая, главным образом здесь имеют место очень пологие складки.

В районе р. Байш и далее к югу, южнее параллели 42° с. ш., служащей южной рамкой листа К-44-А, третичные отложения на левобережье Каинды развиты вообще очень широко; они развиты не только в долине Каинды, но поднимаются и по склону Каиндинского хребта, вплоть до водораздельной линии, а местами переходят и за нее. Каиндинский хребет здесь сильно понижен, гребень его представляет ровную, древнюю денудационную поверхность и легко доступен для перевала. Соответственно уступчатому поднятию пенеплена хребта, мощность покрывающих его третичных отложений уменьшается в восточном направлении. В верховье долины Байш из-под третичных осадков выступают

верхнесилурийские глянцевитые зеленые серицитизированные сланцы с участками красновато-фиолетовых филлитизированных. Между верховьями Байша и оврагом Джол-килот на древней денудационной поверхности хребта третичные отложения представлены лишь маломощным глинистым галечником. Галька хорошо окатана, в составе ее известняк, песчаники, габбродиорит и кварц. Интересно отметить, что к долине р. Каинды в рельефе здесь наблюдается мягкий подъем, причем бровка левого берега Каиндинской долины слагается верхнесилурийскими сланцами. Таким образом третичные отложения залегают здесь в ложбине, параллельной северо-западному участку долины р. Каинды. Восточнее третичные отложения окончательно исчезают.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) И ВО ВСЯКОМ СЛУЧАЕ ДОСИЛУРИЙСКИЕ НЕМЫЕ СВИТЫ

П. А. Грюше

Среди многочисленных немых свит восточной части Советского Тянь-шаня, о стратиграфическом значении которых пионеры тянь-шаньской геологии могли лишь строить более или менее обоснованные и в разной мере впоследствии себя оправдавшие догадки, в настоящее время бо́льшая часть уже уложена в определенные, хотя иногда довольно широкие, стратиграфические рамки, на основании вполне убедительных данных. Следует отметить, что, стоя на почве твердо установленных в то время фактов, никто из этой славной плеяды первых исследователей геологии Тянь-шаньских сыртов районов Хан-тенгри и Иссык-куля, среди которых нельзя не упомянуть имен И. В. Мушкетова, К. И. Аргентова, Г. Кейделя и завершающего досоветский цикл исследований Н. Г. Кассина, не вынес ни одной немой свиты из пределов палеозоя. Последующие многочисленные работы показали, насколько они были правы, не опуская немых свит вглубь геологической истории. Глубоко прав оказался в частности Кейдель, приписывая развитой по Баян-колу свите филлитовых сланцев и гнейсов возраст не старше, а «вероятнее всего моложе кембрийского» (126).

Большинство из расшифрованных впоследствии немых свит, также как и филлитовая свита Баян-кола, не оказались древнее нижнего силура. Но наряду с этим оказался небольшой остаток свит безусловно еще более древних. Поскольку до сего времени ни одной из немых свит восточного Тянь-шаня нельзя приписать определенно кембрийского возраста и увязать с этим возрастом наличие безусловно досилурийских гранитных интрузий, особенно в связи с последним обстоятельством встает вопрос о пересмотре некоторых немых свит с точки зрения возможного понижения их возраста.

Этот вопрос естественно возникал у авторов, пытавшихся делать какие-либо обобщения по геологии и тектонике восточной части Советского Тянь-Шаня. Д. В. Наливкин в 1926 г., анализируя материалы участников экспедиции Мерцбахера и,

в частности по нашему району, Кейделя, высказывается за вынесение филлитов, а равно и ряда других метаморфических свит, из пределов палеозоя. Свое мнение Д. В. Наливкин обосновывает соотношениями между некоторыми сланцами, неправильно принятыми Кейделем за девонские, и карбоновыми известняками, а также наличием среди древних свит неясных конгломератов, которым он приписывает роль базальных по отношению к палеозою (60). Предпосылки Д. В. Наливкина оказались справедливы в известной мере. Свиты, из выделение которых из пределов палеозоя имеются доводы, действительно нашлись, но они не совсем совпали с его наметками.

В. А. Николаев, останавливаясь на находках нижнесилурийских фаун в северных цепях Тянь-шаня, пишет, что слои с нижнесилурийскими фаунами освещают также «и стратиграфическое положение сланцевых толщ, более метаморфизованных, чем нижний силур, представленных филлитами, слюдяными сланцами и кварцитами, протерозойский возраст которых в настоящее время едва ли может возбуждать сомнения». Это свое положение он иллюстрирует разрезами Таласского Алатау и Чу-илийских гор (70).

В настоящей главе будут приведены соображения, в силу которых некоторые немые свиты могут быть вынесены из пределов палеозоя.

А. Свита гнейсов хр. Куйлю-тау

Свиту гнейсов хр. Куйлю-тау мы отделяем от прочих метаморфических пород территории листа и силу того, что только для нее весьма отчетливы доводы, позволяющие говорить о допалеозойском ее возрасте.

Полоса гнейсов, с подчиненными им мраморами, описана П. А. Грюше, С. С. Ларком и Д. И. Яковлевым для хребтов Куйлю-тау и Сары-джасского.

В восточной части гор Куйлю-тау урочище Арпа-токтыр целиком сложено свитой гнейсов с подчиненными им мраморами. Очковый характер гнейсов, видный даже макроскопически, и приуроченность к ним мраморов заставляет признать свиту за метагнейсовую, образовавшуюся за счет метаморфизации каких-то древних осадочных пород, — метаморфизации частично вызванной контактовыми явлениями.

Глубокие изменения в породах, очевидно, связаны с каким-то этапом орогении, а в данном случае, поскольку налицо и явления контактовых воздействий, также с внедрением в осадочные свиты какой-то интрузии.

Поскольку гнейсы с другими осадочными породами, возраст которых известен, имеют здесь лишь тектонические константы, при попытке расшифровать их возраст П. А. Грюше базируется на возрасте интрудирующих их гранитов (рис. 54). На развитых к югу от полосы гнейсов и находящихся с ними в магматическом контакте микроклинпертитовых аляскитового

типа гранитах трансгрессивно, имея в основании аркозовые песчаники, залегают фаунистически охарактеризованные нижнесилурийские породы. Микроскопический анализ аркозов, произведенный О. И. Некрасовой, показывает, что аркозы получились в результате разрушения именно этих гранитов. Следовательно осадочные породы, образовавшие впоследствии гнейсы, подверглись интрузии досилурийских гранитов. Каков же их возраст? Очевидно, что они не могут быть моложе кембрия. Интересно отметить, что в другой генерации гранитов, которую О. И. Некрасова по петрографическим признакам считает за варисцийские, были встречены ксенолиты гнейсов (64).

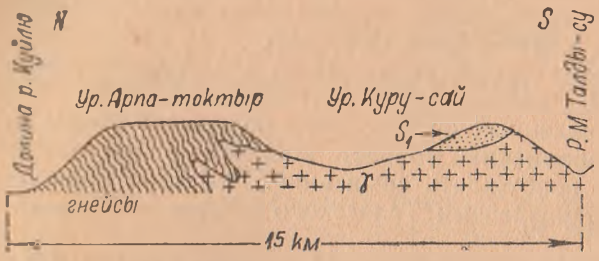


Рис. 54. Трансгрессивное налегание нижнего силура на гранит, интрудирующий гнейсы хр. Куйлю-тау.

Восточнее хр. Куйлю-тау, в пределах Сары-джасского хребта Д. И. Яковлев также описывает выходы гнейсов, повидимому являющихся непосредственным продолжением гнейсов Арпа-токтыр. Это свита микроклин-роговообманковых и лейкократовых аплитовидных гранито-гнейсов, озмеевикованных и хлоритизированных мраморов и амфиболитов левобережных притоков Сары-джаса (Мукачи, Карагайты, Шилун). Все они также интрудированы гранитами и жилами аплитов, возраст которых Д. И. Яковлев определяет как докаледонский, ибо на них залегают, заключая их гальку и аркозовый материал в своих базальных горизонтах, нижнесилурийские породы. В силу этого он гнейсам приписывает протерозойский возраст.

С. С. Ларк описывает полосу гнейсов, мощностью около 2 км по северному склону западной части хребта Куйлю-тау, в западном направлении уходящую под ледники массива Акшийряк; гнейсы ороговикованы в своих магматических контактах с гранитами. С. С. Ларк считает их протерозойскими, рассматривая их как непосредственное продолжение описанных П. А. Грюше и Д. И. Яковлевым гнейсов восточной оконечности Куйлю-тау и Сары-джасского хребта (51).

Указанное описание гнейсовой полосы западной части хр. Куйлю-тау, а равно и приведенное соображение С. С. Ларка об их протерозойском возрасте, заканчивает собою те конкретные объекты гнейсовой свиты, возраст которых не вызывает в литературе разногласий. Следует также подчеркнуть известную постоянность мощности и состава этой гнейсовой полосы, а равно и ее протяженность вдоль всего хр. Куйлю-тау.

Несколько другие соотношения гнейсов констатируются в ряде прочих хребтов, расположенных на территории листа. В них нет возможности выделить гнейсы из вмещающих их

метаморфических сланцев, тем более, что гнейсы уже не играют явно доминирующей роли и появляются лишь спорадически в связи с разновозрастными породами. Об этих гнейсах удобнее говорить при описании свиты метаморфических сланцев.

Б. Свита метаморфических сланцев

В хребте Терскей-алатау широко развиты немые древние свиты, которые Н. Г. Кассиным были подразделены на две группы: 1) собственно метаморфическая, преимущественно кристаллически-сланцевая свита, которую он более всего склонен был считать за силур и 2) преимущественно глинисто-сланцевая свита, содержащая в себе кристаллические известняки, могущие по его мнению иметь девонский возраст. Такое разделение обосновывалось тем, что свиты одна относительно другой залегают «как-будто несогласно», а также литературными сопоставлениями, в частности с данными Кейделя для района, тяготеющего к массиву Хан-тенгри (126).

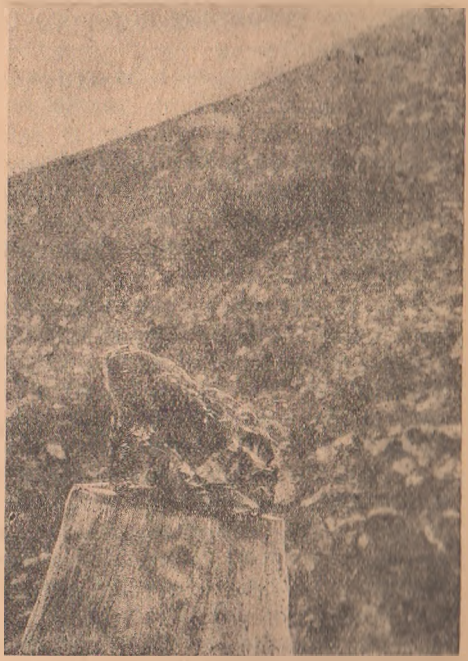


Рис. 55. Сланец из интрудированной гранитом метаморфической свиты Терскей-алатау. Фото П. А. Гроше.

Состав метаморфической свиты Терскей-алатау чрезвычайно разнообразен; в него входят: разнообразные глинистые сланцы (аспидные, глинисто-хлоритовые с кварцем, биотитом, серицитом, роговой обманкой и эпидотом, известково-кварцевые с кварцем, карбонатами и хлоритом, известково-глинистые), рассланцованные песчаники, филлиты (по Н. Г. Кассину, играющие доминирующую роль), мраморы и мраморизованные известняки, змеевики, серицитовые, хлоритовые и тальковые сланцы, роговообманковые сланцы и амфиболиты, роговики, андалузитовые, хиастолитовые и слюдяные сланцы и местами гнейсы. Из магматических пород, тесно связанных с этой сложной метаморфической серией, следует указать разнообразные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты с их жильными разностями (рис. 55). Гораздо меньшую роль играют сиениты, диабазы, пироксениты, габбро, а также шонкиниты и лампрофиры; известны также порфиры, порфириты и их туфы.

Надо прямо сказать, что расчленить эту свиту до настоящего времени не только не удалось, но даже от указанной Н. Г. Кассиным попытки разделить их на силурийскую и девонскую части приходится отказаться. Прежде всего один из соавторов работы Н. Г. Кассина, И. И. Мельников, при описании фактического материала по Терскей-алатау (на большой территории между рр. Барскаун и Каракол), ни единым словом не только не упоминает о девоне, но и вообще считает разделение сланцевой свиты весьма затруднительным «из-за отсутствия надежных признаков» (126, стр. 96).

И. К. Никитин,[1] проработавший в 1931 г. всю полосу сланцев Терскей-алатау к западу от р. Тон (западнее описываемого листа), пишет, что одни и те же как по степени метаморфизма, так и по литологическому составу сланцы находятся в разных частях толщи и «никакого особого стратиграфического положения, на основании которого было бы возможно их выделить, не занимают».

П. А. Грюше, в 1934 г. проработавший всю полосу сланцев к востоку от р. Тон, также не считает возможным выделить известняки из общей массы всевозможных и притом в разной степени метаморфизованных сланцев (27).

Сравнивая немые метаморфические свиты Терскей-алатау на меридиане пер. Беркут с развитыми здесь, фаунистически охарактеризованными нижнесилурийской фауной, отложениями «беркутской» свиты, П. А. Грюше отмечает следующие главные черты различия: 1) гораздо бо́льшая степень метаморфизма немых сланцев, 2) полное отсутствие в них характерных для низов силура яшмовидных кремнистых сланцев, 3) наличие всюду магматических контактов со всеми гранитами, в то время как низы силура находятся в ясно выраженных трансгрессивных соотношениях с древними гранитами (27).

Различия эти столь существенны, что не дают возможности сопоставить немые сланцевые свиты Терскей-алатау с нижним силуром. Единственно возможным возрастом для этих свит (в пределах палеозоя) остается кембрийский, но попытка автора настоящей работы стать на эту точку зрения привела его к ряду противоречий (27), в силу чего он теперь от нее отказывается и полагает более обоснованным считать их протерозойскими.

В восточной оконечности Кунгей-алатау имеются небольшие выходы метаморфических пород довольно разнообразного состава. Каледонский (во всяком случае докарбоновый) возраст рвущих эти сланцы гранитов здесь полностью обоснован трансгрессивным налеганием на гранитах и сланцах фаунистически охарактеризованных низов визейского карбона. Будучи, повидимому, одновозрастны, эти граниты дают здесь три разности, из которых серые и мясо-красные микроклинпертитовые граниты характеризуют интрузию в целом, а кварцевые диориты

[1] И. К. Никитин. К геологии западного Иссык-кульского района. Отчет по работам Ср.-аз. секции Ин-та Геолкарты за 1931 г.

(с плагиоклазами до андезин-лабрадоров), по мнению П. А. Грюше и Н. А. Белявского (26), являются результатом ассимиляционных процессов гранитной магмы с метаморфической свитой, которую они интрудируют; наконец аплиты, связанные с гранитами рядом постепенных переходов, также являются результатом дифференциации той же магмы. Более молодым членом гранитного тела восточной оконечности Кунгей-алатау являются дайки авгитовых порфиритов, всюду рассекающих граниты, но и они также имеют безусловно довизейский возраст.

Поскольку абсолютно неизвестна нижняя граница для определения возраста этой интрузии, естественно, что относить ее к каледонскому циклу можно только условно. С еще большей условностью здесь можно говорить о нижнепалеозойском возрасте древнейших основных пород, сама наличность которых базируется только на том, что амфиболиты, входящие в состав свиты метаморфических сланцев, сохранили кое-где остатки диабазовой структуры; это обстоятельство дает некоторый повод считать их за продукты метаморфизации докарбоновой (каледонской) гранитной интрузии каких-то еще более древних основных пород.

Аналогичные сланцевые свиты широко развиты также и по всему Терскей-алатау. Если нельзя с желательной точностью определить возраст этих сланцевых свит, то до-визейский возраст самого процесса метаморфизации, возможно синхронного с внедрением в сланцевую свиту до-карбоновых (условно каледонских) гранитов, вряд ли может подлежать какому-либо сомнению. Эта метаморфизация выражена здесь, помимо указанного перехода диабазовых пород в амфиболиты, также еще и переходом амфиболитов в непосредственном их контакте с гранитами в слюдистые сланцы с богатым развитием биотита; метаморфизация аркозовых песчаников этой древнейшей свиты сделала их минералогически чрезвычайно близкими к актинолитовым сланцам. Все эти частные черты метаморфизации в восточном Кунгей-алатау хорошо согласуются с метаморфизацией сланцевых свит в других пунктах Иссык-кульского бассейна и южных склонов Терскей-алатау.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Д. И. Яковлев

Разработка стратиграфии в нижней части палеозойских отложений листа и вообще всего Тянь-шаня встречает большие затруднения вследствие отсутствия достаточного количества для этого фаунистических находок, которые до сих пор насчитываются единицами. Кроме того нижнепалеозойские толщи — так же как и среднепалеозойские — на территории листа различно метаморфизованы и часто изменяют свой облик. Очень сильная тектоническая нарушенность приводит к тому, что больших непрерывных нормальных разрезов нигде не удается наблюдать, а сопоставлять разрозненные обнажения обычно очень трудно,

так как во всей многокилометровой толще силурийских и девонских отложений не выделено четких маркирующих горизонтов.

Очень интересен вопрос о нижнем основании палеозоя. На территории листа, главным образом в его южной части, имеется ряд разрезов, показывающих налегание нижнепалеозойских толщ на древние граниты. Среди них выделяются такие, в которых в осадочном комплексе недалеко от базальных слоев обнаружена фауна. Наибольшее количество таких разрезов дает северный склон Сары-джасского хребта, где в верховьях р. Шилун на граниты ложатся аркозовые песчаники, мощностью в несколько десятков метров, а непосредственно на последние — известняки с фауной верхов нижнего силура. Подобные же разрезы имеются в верховьях р. Карагайты и по следующей к западу р. Мукачи. Здесь всюду верхи нижнего силура хорошо выражены.

На южном склоне Терской-алатау в районе месторождения Беркут аркозовые песчаники довольно значительной мощности в верхних горизонтах содержат прослой известняков, в котором были обнаружены трилобиты *Tretaspis* sp. ind. и *Illaenus* aff *uberculatus* Holm. и кроме того *Orthis* sp., *Strophomena* sp. *Rhynchonella* sp., свидетельствующие о нижнесилурийском возрасте включающих их пород. Аркозовые песчаники непосредственно контактируют с гранитами, но взаимоотношения между этими горными образованиями не вполне ясны. С одной стороны минералогический состав зерен песчаников указывает на происхождение их из лежащих непосредственно от них к северу гранитов. С другой стороны аркозы и прилегающие к ним граниты сильно катаклазированы и смещены по ряду тектонических трещин. Если рассматривать контактовую линию в плане, то она скорее всего свидетельствует о наличии здесь трансгрессивного налегания силура на граниты, что совместно с составом песчаников говорит об их базальном положении относительно вышележащей мощной толщи осадков палеозоя. Фауна Беркута не может считаться принадлежащей к нижним горизонтам нижнего силура и если этот разрез считать основанием всего палеозоя листа, то в нем выпадает весь кембрий и вся значительная часть низов силура.

С другой стороны в верховьях р. Мукачи в толще сланцев и песчаников, отделенных от фаунистически охарактеризованных верхов нижнего силура, трансгрессивно лежащих на гранитах, мощной тектонической зоной встречен прослой конкреционного известняка, содержащего обильные, но плохо выбиваемые окаменелости. Среди трилобитов определены: *Remopleurides mukatchensis* n. sp. и *Nileus tengriensis* n. sp., которые по указанию Е. Вебера могут параллелизоваться с караканской фауной Голодной степи и следовательно относиться к низам нижнего силура, точнее к границе между нижним и средним ярусами отдела. В таком случае ниже этих известняков может находиться глубокая часть нижнепалеозойского разреза, возможно вплоть до кембрия. Из этих определений, к сожалению, очень бедных

фаунистических находок и сопоставления фактического материала напрашивается мысль о том, что внутри нижнего силура намечаются некоторые тектонические подвижки, определившие трансгрессивное налегание беркутских и сары-джасских аркозовых песчаников на граниты, тогда как в других местах отложения могли накапливаться непрерывно в течение более длительного отрезка времени нижнего палеозоя.

Известняки с фауной нижнего силура, обнаруженные в долине р. Мукачи, лежат в толще песчаносланцевых отложений нижнего палеозоя, выполняющих обширную мульду среди древних гранитов. Она охватывает верхнее течение рр. Карагайты, Мукачи и почти все протяжение р. Теза. Базальные слои толщи наблюдаются не только у подножья Сары-джасского хребта, но и по северному краю мульды у полосы гранитов, тянущихся вдоль долины р. Сары-джаса. Здесь они представлены частью аркозовыми песчаниками, частью конгломератами с галькой подстилающих гранитов. Несколько восточнее по тому же контакту, на водоразделе между реками Мукачи и Тез, к северу от обособленной горы, сложенной гнейсами, в небольшом прослое известняков, лежащих близ конгломератов, встречена неопределимая фауна. Дальнейшие поиски в этом районе могут ответить, насколько глубокие слои нижнего палеозоя принимают участие в сложении этой части листа.

Почти так же сложен вопрос о переходе нижнего силура к верхнему. В одних случаях, как видно из изложенного выше верхи нижнесилурийских отложений трансгрессивно перекрывают граниты и их нижнее основание хорошо намечается по перерыву в седиментации, соответствующему самым верхам отдела. Эта особенность геологии листа подчеркивается еще и тем, что верхи нижнесилурийских отложений на перевале из Шилуна в Карагайты трансгрессивно перекрывают и более глубокие нижнесилурийские осадки. Но, с другой стороны, при прослеживании с востока на запад разрезов, освещающих указанную трансгрессию, легко заметить, что мощность аркозовых песчаников верхов нижнего силура очень непостоянная. В верховьях Карагайты она достигает 200 *м*, тогда как на Тезе падает до 30—40 *м*. Характерно, что здесь цемент, связующий зерна песчаников, содержит значительное количество известняковистого материала, а иногда порода превращается в известняк с разбросанными в нем зернами аркоза. В других частях мульды, повидимому, аркозовый песчаник выклинивается полностью и вместе с ним утрачиваются указания на наличие перерыва в осадках нижнего силура. В средней части мульды вся описываемая толща сложена чрезвычайно монотонными черными глинистыми сланцами, мелкозернистыми песчаниками и тонкими прослоями темносерого известняка. В этой толще, как уже указывалось, находятся нижнесилурийские окаменелости, а кроме того в осевой части складки найдены вероятно верхнесилурийские кораллы из табулят — типичные *Halysites*.

Таким образом возможно, что в одну и ту же толщу вхо-

дит и нижне- и верхнесилурийские отложения. Литологическое сходство этих разновозрастных отложений настолько велико, что они всеми исследователями выделяются в одну свиту, которой дано название Беркутской. Это не позволяет выделить на карте в ее составе нижне- и верхнесилурийские отложения и она показана как единая монолитная — под индексом нижнего силура. Это тем более удобно, что имеется основание предполагать, что только небольшая верхняя часть Беркутской свиты — комплекс черных углистых сланцев — относится к верхнему силуру. Поэтому, несколько схематизируя выражение наших знаний на карте, в тексте со значительной долей вероятия даже в пределах Беркутской свиты можно обособить нижнесилурийский комплекс от верхнесилурийского и рассматривать отложения в более точных возрастных соотношениях.

А. Нижний силур

Опираясь на фаунистические находки, к наиболее древним горизонтам нижнего силура необходимо относить слои черных глинистых сланцев и песчаников, лежащих в основании толщи палеозоя, выполняющего мульду рек Мукачи и Теза. Для этого комплекса характерно изменение от грубообломочных базальных слоев, содержащих конгломераты и песчаники, к более тонкокластическим, начинающим перемежаться с известняками. Последние нигде не образуют массивных слоев и явно подчинены обломочным породам. Наиболее четкий разрез намечается в верховьях Мукачи, где найдена фауна. Здесь в основании обнажения залегают черные конкреционные известняки, переходящие кверху в более рыжеватые разности, сменяемые темнобурыми песчаниками, в которых находятся еще строфомениды. Выше залегает довольно мощная толща черных глинистых сланцев. Последние, чередуясь с известняками и тонкозернистыми песчаниками, имеют мощность свыше километра и слагают подавляющую часть находящихся здесь высот. Они легко разрушаются в мелкий щебень и, осыпаясь, очень маскируют условия залегания свиты и не дают возможности подсчитать ее мощность.

Несколько детальнее расчленяется Беркутская свита на площади ее, лежащей севернее в долине р. Сары-джаса. На северном склоне ее, у месторождения Беркут в основании толщи залегает мощный комплекс аркозовых песчаников, в верхней части которых находится прослой темного известняка, содержащего упомянутую выше фауну с *Tretaspis* sp., *Illaenus* aff. *tuberculatus* Holm, *Orthis* sp., *Strophomena* sp. и *Rhynchonella* sp.

Выше располагается мощная свита глинистых сланцев и тонкослоистых мелкозернистых песчаников. Им подчинены небольшой мощности прослои известняков, обычно окремнелых. Несмотря на самые тщательные поиски, в этой толще не было обнаружено никаких фаунистических осадков. Расцветка пород довольно пестрая, но преимущественно встречаются серые до черного тона. Для свиты характерно наличие большого коли-

чества углистого материала, в силу чего некоторые глинистые сланцы переходят в углистые. В одном случае в районе месторождения Беркут в выбросе из норки суслика были найдены кусочки каменного угля. Произведенные здесь раскопки показали наличие ничтожной линзы каменного угля. Богатые углеродом горизонты свиты легко выветриваются, давая сажистые выходы, обычно покрытые в том или ином количестве выцветами серы и гипса. Совершенно аналогичные образования встречены помимо территории, прилегающей к Беркуту, также и в ущелье Сары-джаса близ впадения в него со стороны Сары-джасского хребта р. Талды-булака. В других местах этот горизонт, повидимому, представлен менее углистыми разностями и не дает таких характерных форм выветривания. Так, по р. Карагайты ему соотвествуют толщи темносерых песчаников и глинистых сланцев, которым подчинены тонкие прослои мелкогалечниковых конгломератов. Здесь эта свита по тектоническому контакту соприкасается с толщей гнейсов и кристаллических сланцев.

На всей, только что описанной, территории выше по разрезу располагаются мощные толщи сильно окремнелых яшмовидных сланцев зеленых, красных и лиловатых расцветок. Среди них наблюдаются песчанистые тонкозернистые разности, всегда менее окремнелые. Обычно в этой свите отчетливо намечается серицитизация, придающая шелковистый блеск породам. Мощность ее достигает не менее 300—400 *м*.

В некоторых шлифах встречаются неопределимые радиолярии, на основании которых первоисследователем этого района Кейделем яшмовидные породы были отнесены к девону. Д. В. Наливкин, сопоставляя тектонические соотношения в Тянь-шане, высказал впервые мысль о нижнепалеозойском возрасте этих пород, причем все дальнейшие исследования показали правильность последнего построения.

Следующей толщей, располагающейся над свитой кремнистых и яшмовидных сланцев, является комплекс песчаников, сланцев и известняков. В различных частях площадей распространения нижнего силура этот комплекс несколько отличается по составу. По долине Сары-джаса к югу от перевала Беркут, по нижнему течению рек Карагайты, Шилун, Бель-кара-су этот горизонт представлен темносерыми глинистыми сланцами и песчаниками и довольно массивными известняками, в большинстве случаев совершенно окремнелыми и превращенными в черные кремнистые сланцы. К востоку и юго-востоку, у подножий Сары-джасского хребта протягивается полоса нижнесилурийских отложений, повидимому синхроничная только что описанной, в которой наблюдаются те же самые породы, отличающиеся только тем, что они гораздо более тонкослоисты и окрашены в бурые тона. Некоторые прослои их сильно обогащаются углистым материалом и здесь снова появляются характерные выцветы серы и гипса. Лучше всего эта свита обнажается по р. Тюзу. В 10 *км* к востоку от края листа, на протяже-

ний этой свиты, по р. Кашка-тер, притоку р. Адыр-тер, в прослое известняков, подстилающих черные глинистые сланцы, встречена фауна, состоящая, по определению В. Вебера, из *Encrinurella* (?) *cantifrons* n. sp., *Goldius romanovskyi* n. sp., *Remopleurides* sp., *Illaenus* sp. (aff. *wimani* Ward.), *Illaenus* sp. (*roemeri* Volb.?), *Illaenus* sp., *Bumastus* sp., определяющая нижнесилурийский возраст этой свиты. Присутствие здесь *Encrinurella* (?) *cantifrons* n. sp. указывает на самые верхние горизонты нижнего силура, поскольку эти трилобиты первоначально были описаны в известняках Андеркенын-ак-чоку в горах Ай-тау на водоразделе между реками Чу и Или. Там их возраст точно определяется как карадокский. На массиве Хан-тенгри в верховьях Шилуна эти же трилобиты найдены совместно с табулятами и брахиоподами верхов нижнего силура. К описанию этих интересных обнажений верхов нижнего силура сейчас и переходим. Они дают право установить наличие крупных тектонических подвижек, определивших перерыв в отложениях и трансгрессию моря в верхах нижнего силура на поднятое и абрадированное несколько ранее дно нижнесилурийского же моря, но более древнего. Эти подвижки могут быть связаны с таконийскими или ей предшествовавшей фазой каледонского горообразовательного цикла. Наличие ее в этой части Тянь-шаня несомненно должно было отразиться на характере отложений верхнего силура и определить большую пестроту их. При ближайшем рассмотрении фактический материал полностью это подтверждает.

Как уже указывалось, в мульде, совпадающей со средним течением р. Мукачи и со всем бассейном р. Теза, нижнесилурийские темные сланцевые отложения, не меняя своего фациального состава, переходят в верхнесилурийские. Последние представлены черными глинистыми сланцами и тонкослоистыми серыми известняками, содержащими цепочки *Halysites*. Изредка известняки достигают мощности нескольких метров или десятков метров и тогда среди сплошного распространения черных глинистых сланцев они выделяются в виде более устойчивых пластов, напоминающих издали жилы.

В этом же районе в отложениях нижнего силура намечается перерыв. На перевале из Карагайты в Шилун в несколько обособленной горе, лежащей к северу от подножий Сары-джасского хребта, видно трансгрессивное налегание мощных аркозовых песчаников на черные, темносерые глинистые сланцы и тонкозернистые песчаники нижнего силура. Аркозовые песчаники имеют мощность свыше 200 *м*. Они различного зерна, окрашены в светлосерые или буроватые тона. На плоскостях напластования видны сланцы высыхания и псевдоморфозы песчаника по кристаллам поваренной соли. На аркозовые песчаники налегают светлосерые известняки, нескольких десятков метров мощности. В них фауны обнаружить не удалось, но восточнее, на западном склоне р. Шилун близ конца ледникового языка встречен интересный разрез. Основание его образуют граниты, перекрываемые аркозовыми песчаниками, мощностью до 50 *м*. На них ле-

жат серые и бурые глинистые известняки конкреционного сложения суммарной толщины в 30 *м*. Они содержат довольно большое количество фауны, плохо выбивающейся из коренной породы, но хорошо отпрепарировывающейся процессами выветривания. Среди нее обнаружены табуляты, ругозы, брахиоподы, гастроподы и трилобиты. Из последних определены *Encrinurella cantifrons* sp. nov., *Pliomera* sp. и *Illaenus* sp. Выше известняков располагаются черные глинистые сланцы 10—20 *м* мощности.

Мощности выходящих в этом месте свит случайны, так как здесь проходит зона напряженных тектонических смещений, но соотношения отдельных горизонтов, повидимому, не нарушены. К западу на протяжении свыше 10 *км* прослеживается аналогичный разрез, так как во всех верховьях рек Карагайты и Мукачи наблюдается трансгрессивное налегание грубых аркозовых песчаников на граниты. Выше, среди аркозов постоянны прослои известняков, иногда представляющих банки массивных толстостворчатых брахиопод, ближе всего напоминающих *Monomerella*. Выше идут светлые зеленоватые известковисто-глинистые сланцы, переходящие в значительную толщу черных глинистых сланцев.

Отложения верхов нижнего силура в Сары-джасском хребте лежат на неглубокой постели древних гранитов и благодаря этому не подвергались напряженной складчатости. Они образуют пологие синклинали и антиклинали и местами лежат близко к горизонтальным плоскостям. Особенно это хорошо видно в долине левого отвершка р. Карагайты, несколько выше устья в красных песчаниках нижнего карбона. Здесь в вертикальном обрыве можно наблюдать, как на розовые и желтоватые граниты, с очень неровной поверхностью древней денудации, ложатся аркозы верхов нижнего силура, переходящие выше в банки мономерелид.

Для верхней части разреза нижнего силура характерно наличие вулканических излияний, представленных серыми диоритовыми порфиритами, сопровождаемыми туфами. Наиболее часто эти изверженные породы встречаются в верхней части бассейна р. Сары-джаса по его притокам Бель-кара-су и Шилуну. Лавы имеют форму покровных залежей мощностью до 10—15 *м*. Кроме того встречается в этом же районе множество жил диабазовых роговообманковых порфиритов, диабазов, габбро- и фельзитпорфиров. Жилы приурочены преимущественно к направлениям близким к меридиану и обычно секут развитые здесь нижнепалеозойские породы вкрест простирания.

Нижнесилурийские отложения из своей наибольшей площади распространения на только что описанной территории протягиваются узкими полосами на юго-запад. Одна пересекает долину р. Куйлю в ур. Арпа-тактыр и узким клином входит в массив гор Куйлю-тау. Другая лежит южнее близ осевой линии гор Куйлю-тау, проникает вглубь их и теряется в неисследованной части массива, покрытой вечными снегами.

На южном склоне Сары-джасского хребта также проходит

полоса нижнесилурийских отложений. Она по своему литологическому облику совершенно тождественна полосе, лежащей на северном склоне, в особенности в районе р. Тюза. Она здесь представлена тонкослоистыми песчаниками и сланцами темно-серых и бурых тонов, часто углистыми с выцветами серы и гипса.

Последний выход нижнего палеозоя наблюдается в осевой части Инышьчекского хребта, где он хорошо обнажается по р. Кан-джайляу и нижней части Ат-джайляу. Здесь он представлен сравнительно тонкозернистыми темными зеленовато-серыми сланцами и тонкослоистыми известняками с небольшим количеством более грубокластических отложений. Породы отличаются большей метаморфизацией по сравнению с ранее описанными свитами. Сланцы обычно превращены в филлитовые и хлористо-серицитовые. Эти породы условно рассматриваются в качестве нижнего силура.

На этот комплекс налегают пачки известняков, чередующихся с глинистыми сланцами, в которых несколько восточнее были обнаружены верхнесилурийские табуляты. Верхний силур лежит вполне согласно с нижним и таким образом можно считать, что между ними здесь отсутствует перерыв в отложениях.

Б. Верхний силур

Верхнесилурийские отложения расположены в юго-восточной части листа, занимая площади в хребтах Терскей-алатау, Сарыджасском, Инышьчекском и Каиндинском.

Наиболее хорошо фаунистически охарактеризованы толщи, слагающие Инышьчекский хребет. В нем, как уже указывалось выше, наблюдается постепенный переход от нижнего силура к верхнему без следов какого-либо перерыва. Намечаются только некоторые фациальные изменения в осадках сначала в виде появления среди сланцев большого количества известняковых прослоев, а затем в увеличении грубокластического материала до мелкогалечниковых конгломератов. Подобные разрезы лучше всего наблюдались в Инышьчекском хребте по низовью реки Ат-джайляу и затем по долине первого к устью этой реки правого ледника. В последней намечается следующий разрез. В устьевой части долины на правом борту обнажаются:

1) Черные и серо-зеленые песчаники и сланцы, перекрываемые небольшой мощности конгломератами. Этот комплекс еще условно относится к нижнему силуру.

Верхний силур представлен:

2) Темными известняками серого цвета. Мощность в 100—110 *м*.

3) Сланцами и песчаниками, серыми и зеленовато-серыми мощностью в 150 *м*.

4) Черными сланцами мощностью в 150 *м*.

5) Светлосерыми известняками мощностью в 100 *м*.

6) Черными глинистыми сланцами мощностью до 200 *м*.

7) Светлыми известняками общей мощностью в 800—1000 *м*. Из них только нижняя часть относится к верхнему силуру, каковую ориентировочно можно принять в 200—300 *м*.

Таким образом общая мощность верхнего силура исчисляется в 900—1000 *м*.

Фаунистически охарактеризованные горизонты верхнего силура обнаружены на непосредственном продолжении описанной выше толщи к западу. В излучине р. Южной Ат-джайляу в серых известняках обнаружены табуляты, определенные Л. Рухиным: *Heliolites* aff. *interstinctus—decipens* Lind., *Alveolites labechei* E. H., *Alv. labechei* var. *turkestanensis* var. n., *Favosites* (*Palaeofavosites*) *asper* d'Orb., *F.* (*Palaeofavosites*) sp. n. ?, *F.* (*Eufavosites*) cf. *gothlandicus* var. n., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H., *Syringopora* aff. *hisingeri* E. H., *S.* aff. *tabulata* Rom., *S. ferganensis* Rom.

Несколько выше по разрезу были найдены раздавленные ругозы, определенные Э. Бульванкер как *Zaphrentis vortex* Lmdstr.

Несколько западнее в урочище Майда-адыр напротив устья р. Карагайты в одном из логов, спускающихся с южного склона Иныльчекского хребта, наблюдается разрез, который свидетельствует о возможном перерыве в отложениях верхнего силура. Здесь на толщу песчаников и сланцев налегают темносерые известняки, содержащие разнообразную фауну кораллов. Среди последних определены следующие формы: *Heliolites decipiens* M'Coy, *Favosites* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H. var. *multitabulata* Rukh., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. H. var. *minima* Rukh., *F.* (*Eufavosites*) cf. *turkmenensis* Rukh., *F.* (*Parafavosites*) *weberi* Orb., *Pachypora* sp., *Coenites* sp.

Известняки с верхнесилурийскими кораллами лежат в основании грандиозной толщи органогенных осадков, представленных в основном светлыми, часто белыми мраморизованными известняками. Направление залегания пластов и их наклон к горизонту между обеими толщами один и тот же, но поверхность контакта несколько неровна и указывает на наличие какой-то эродированной, может быть, подводными течениями, древней поверхности.

К востоку в несколько более высоких горизонтах толщи мраморов, уже вне пределов листа, встречены толстые створки конхидиумов верхнесилурийского облика, а еще выше — герцинская фауна.

Этот разрез, помимо указаний на возможность перерыва в отложениях верхнего силура, интересен еще тем, что точно фиксирует возраст лежащей ниже толщи сланцев и песчаников, довольно сильно метаморфизированных. Им подчинены значительные пластовые залежи основных эффузивов, главным образом порфиритов, иногда миндалекаменного сложения. Это позволяет подойти к определению возраста эффузивного комплекса, развитого в западной оконечности Сары-джасского хребта.

Но этот вопрос удобнее всего рассматривать после описания пород верхнего силура, развитых в восточной части хребта Терскей-алатау. По его водоразделу, приблизительно восточнее перевала Кара-кыр, протягивается полоса зеленых хлоритовых

метаморфических сланцев. Наиболее полно она выражена к востоку вне листа в верховьях р. Сары-джаса, где тесно связана с нижнесилурийскими толщами, залегая вполне согласно и отделяясь от них только прослоями конгломератов небольшой мощности, которые, являясь внутриформационными, не могут указывать на наличие здесь перерыва в отложениях. Толща хлоритовых сланцев представлена измененными песчаными, глинистыми и туфогенными отложениями, а также основными эффузивами порфиритового состава. Ее в свою очередь перекрывают мощные толщи известняков, в которых найдены кораллы, определенные В. Нехорошевым как *Favosites* sp., Они определяют возраст включающих их пород как верхний силур — нижний девон. На основании этого свита песчаников, сланцев и эффузивов должна считаться верхнесилурийской.

Вторая полоса лежит несколько севернее, располагаясь в верховьях р. Кок-джар, в среднем течении рр. Турук, Джаланач и Тюп. Представлена она также метаморфизированными хлорито-серицитовыми толщами. В отличие от более северных, в них значительным распространением пользуются песчанистые породы, придающие несколько отличный облик свите по сравнению с более южными полосами верхнесилурийских пород.

Верхнесилурийские породы по данным С. Шульца на р. Кок-джар и восточнее образуют антиклинальную складку, на крыльях которой сохранились толщи известняков, аналогичные комплексу карбонатных накоплений верхов силура и низов девона Терскей-алатау и Иныльчекского хребта. Поэтому подстилающие их метаморфические песчаники и сланцы упомянутым автором рассматриваются в качестве верхнесилурийских.

Отличия в литологических особенностях, характере дислоцированности и тесная связь этих толщ с допалеозойскими свитами остальной части Терскей-алатау заставляют П. Грюше и Д. Яковлева несколько осторожно относиться к высокому возрастному положению метаморфических пород Кок-джара, даваемому С. Шульцем, и считать вопрос этот подлежащим дальнейшему полевому исследованию. На карте эта «Кок-джарская» свита выделяется особой краской, причем граница ее на западе проведена условно и возможно, что впоследствии будут показаны ее общность с метаморфическими сланцами Терскей-алатау и более древний возраст.

Насколько хорошо разработана фаунистическая характеристика верхнесилурийских отложений в Иныльчекском хребте, настолько же полно для Терскей-алатау дается петрографическое описание их.

По данным исследований О. Некрасовой, верхнесилурийская свита зеленых метаморфических сланцев распадается на три групп:

1. Наибольшее распространение имеют сланцевые породы, представленные кварцево-хлоритовыми и хлорито-серицитовыми сланцами.

2. Также довольно постоянны известково-хлоритовые слан-

ты. Они являются связующим звеном между свитой хлоритовых сланцев и свитой известняков и через них наблюдаются все переходы между обоими типами пород.

3. В северной свите, развитой по Кок-джару, особенно в нижней ее части, наблюдается много рассланцованных аркозовых песчаников с кварцево-серицитовым цементом.

4. Наряду со сланцами зеленых тонов в свите р. Кок-джара, отчасти в Инышчекском хребте и особенно в Каиндинском, встречаются сланцы красных тонов. С. Шульц делает предположение, что такое изменение в окраске пород можно приписывать древнему выветриванию.

5. По Сары-джасу в толще зеленых метаморфических сланцев наблюдаются зеленокаменные актинолитовые сланцы, которые являются, повидимому, продуктом метасоматического превращения диабазовых порфиров.

Эффузивы в верхнем силуре имеют повсеместное распространение. В Каиндинском и Инышчекском хребтах в сланцевой толще, лежащей под фаунистически охарактеризованными верхнесилурийскими известняками, среди покровных излияний определены диабазовые и авгитовые порфириты. Аналогичные породы встречены в двух полосах на западной оконечности Сары-джасского хребта. Северная полоса лежит на широте устья р. Куйлю и уходит на восток к сыртам Сары-джаса. Ее слагают бурые, лиловые, и зеленые темные, диабазовые, иногда диоритовые порфириты, часто миндалекаменного сложения. Туфогенный материал занимает определенно подчиненное положение. Свита со всех сторон соприкасается по тектоническим разрывам со свитой гнейсов и только по южной границе уходит под карбон. Поэтому ее стратиграфическое положение может устанавливаться только на основании литологического сходства с верхнесилурийскими эффузивами из ближайших районов.

Вторая полоса аналогичных изверженных пород появляется на левом берегу р. Сары-джаса, в его ущелье несколько ниже впадения рр. Теза и Малого Талды-су. Протягивается она на запад в горы Кулю-тау. В разрезах по р. Сары-джасу видно, что эта громадная толща основных эффузивов налегает на базальные конгломераты и аркозы, основной материал которых получился от разрушения подстилающих их докаледонских гранитов.

Южнее на северных склонах Сары-джасского хребта на водоразделе между р. Теза и меридиональной частью р. Сары-джаса видно, что эти эффузивные толщи подстилаются нижнесилурийскими осадками, довольно тесно с ними связаны и образуют общую складчатую систему. Верхняя граница их точно неизвестна, но по реке Карагайты можно предполагать трансгрессивное налегание на подобный комплекс изверженных пород нижнекаменноугольных аркозовых песчаников. По литологическому составу они могут параллелизоваться благодаря своему полному тождеству с эффузивными комплексами верхнего силура. Представлена эта толща темносерыми, черными, иногда зеленоватыми

и лиловатыми порфиритами, часто миндалекаменными и их туфами.

Последняя полоса пород, которая определяется в качестве верхнесилурийской, слагает ту часть Каиндинского хребта, которая входит в лист. Здесь развит комплекс зеленых хлорито-серицитовых сланцев и песчаников, в верхней части перекрываемых мощными толщами известняков, основание которых должно рассматриваться как верхнесилурийские отложения, а более высокие горизонты — как нижнедевонские.

НИЖНИЙ ДЕВОН

Д. И. Яковлев

Нижнедевонские отложения известны на территории листа только в Иныльчекском и отчасти Каиндинском хребтах.

На Иныльчекском хребте они слагают значительную часть водораздельного гребня и части северных и южных подножий. Особенно эффектные выходы они имеют в южной гряде хребта, где слагают мраморные пики высокого зубчатого водораздела. В Каиндинском хребте только небольшая полоса нижнедевонских отложений лежит у его северных подножий напротив устья р. Южного Ат-джайляу.

Нижнедевонские толщи представлены мощной свитой мраморовидных известняков, в которых спорадически встречаются прослои сланцев. Для толщ характерен сильный метаморфизм. Известняки мраморизованы, сланцы хлоритизированы и серицитизированы.

Возрастное положение этих толщ определяется тем, что в основании находятся горизонты, содержащие верхнесилурийские фауны, а несколько выше их, но тоже в нижних частях разреза — герцинские.

В пределах листа по нижнему течению реки Южной Ат-джайляу, в толще верхнесилурийских и нижнедевонских мраморов выше горизонтов, содержащих верхнесилурийские кораллы, находятся в довольно больших количествах гастроподы, определенные как *Murchisonia* sp. и *Pleurotomaria* sp. Из них последние по свидетельству Д. В. Наливкина могут относиться как к верхнему силуру, так и к нижнему девону.

Гораздо более богатая фауна собрана несколько восточнее, вне границы листа, в первом большом боковом притоке Иныльчекского ледника — Путеводном, лежащем восточнее пика Нансена. Отсюда О. И. Никифоровой определены следующие формы: *Spirifer* ex gr. *togatus* Barr., *Sp.* ex gr. *tiro* Barr., *Atrypa* ex gr. *arimaspus* Eichw., *Strophomena* cf. *Stephani* Barr., *Karpinskya* sp., *Gastropoda*, *Ostracoda*, *Crinoidea*, указывающие на герцинский возраст включающих их толщ.

Никаких указаний на нахождение средне- и верхнедевонских отложений на описанной территории не существует, поэтому вся верхняя часть однородной толщи известняков в данный момент должна рассматриваться в качестве нижнедевонской. Неко-

торые сомнения возбуждает только ее колоссальная мощность, превышающая километр. На протяжении распространения нижнедевонских известняков по их простиранию, к юго-западу, вне рамки листа у перевала Ишигарт в них П. Петровым были обнаружены кораллы, которые Э. Бульванкер определила как *Rhopalophyllum* и указала на присутствие этого рода в низах среднего девона. Определение возраста толщи по одной форме, сделанное только до рода, не может служить основанием для установления здесь среднего девона и для выделения его на карте.

Вопрос о наличии девонских отложений в Сары-джасском хребте очень сложен. Фаунистически охарактеризованных толщ этой системы в хребте нигде не найдено, но в восточную часть его вне пределов листа протягиваются с Иныльчекского хребта свиты мраморов и известняков, верхнесилурийский и нижнедевонский возраст которых не возбуждает никаких сомнений. В западной части Сары-джасского хребта верхний силур представлен эффузивным комплексом основных пород, на который налегают громадные толщи песчаников, в нижних частях переслаивающихся с покровными излияниями темнозеленых порфиритов, иногда имеющих миндалекаменное сложение. Подобные разрезы наблюдаются в верховьях р. Южного Теза и на водоразделе между северным Тезом и ущельем Сары-джаса.

Здесь в ряде разрезов видно налегание этих песчаников на эффузивный комплекс, тесная связь с ним и участие в единой складчатой структуре. Возраст этих песчаников неясен. На картах они закрашены верхним силуром, но возможно, что верхние горизонты их принадлежат нижнему девону и таким образом они синхроничны известняковой толще Иныльчекского хребта. Общая мощность этих песчаников превышает километр.

НИЖНИЙ КАРБОН

Д. Н. Тарасов

Нижний карбон юго-западной четверти листа К-44-А представлен двумя типами отложений, отличающимися по своему фациальному характеру.

Первый тип характеризуется преобладающим развитием эффузивных и туфогенных пород и только в основании, а местами, возможно, и в самой верхней части разреза залегают морские известняки. Такой тип отложений развит лишь в самой северной части листа нашей карты, по северному склону хребта Кунгей-алатау. Площадь его распространения в пределах листа нашей карты значительно меньше площади распространения второго типа нижнекаменноугольных отложений, развитого на всем остальном пространстве к югу.

Этот второй тип, в противоположность первому, характеризуется развитием исключительно осадочных отложений. В состав последних входят два литологически отличных комплекса: свита известняков и свита глинистых сланцев, песчаников и конгломератов, лишь прослаивающаяся известняками. В северной

части листа нашей карты, в хр. Кунгей-алатау, оба комплекса наблюдаются в определенных стратиграфических соотношениях: известняки залегают в верхней части разреза, конгломераты и песчаники в нижней (глинистые сланцы среди них здесь отсутствуют). Южнее соотношения между известняковым и обломочным комплексами не так четки, так как оба они приобретают нередко значение совершенно самостоятельных свит, в возрастном отношении эквивалентных. Сланцево-песчаниковая свита, характеризующаяся здесь уже заметным развитием глинистых сланцев, достигает в этих случаях своего максимального развития.

В стратиграфическом отношении нижний карбон описываемой территории может быть разделен на две части. По указанию О. И. Сергуньковой, просмотревшей списки найденной фауны, здесь выделяются, с одной стороны, самые верхние горизонты турнэ и отчасти, возможно, низы визе, с другой — более высокие горизонты от среднего визе до намюра включительно. Горизонты, соответствующие верхам турнэ — низам визе, характеризуются у нас нахождением *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon. и *Productus* ex gr. *deruptus* Röm. Более точное определение возраста в сторону турнэ или визе могло бы быть сделано лишь на основании тщательного определения фауны, так как указанные представители брахиопод могут переходить из турнэ в визе в виде различных вариететов, еще недостаточно изученных для Средней Азии. Что касается вышележащих горизонтов, охватывающих визе — намюр, то в общем они характеризуются в нижней части — появлением первых *Gigantella* sp. sp., в верхней — *Spirifer bisulcatus* Sow.

Как будет видно ниже, находки фауны верхов турнэ — низов визе являются единичными и приурочены исключительно к южной части описываемой территории. В подавляющем же большинстве случаев разрез нижнего карбона начинается с более высоких горизонтов визе.

Переходим к более подробному описанию отложений, начиная с туфогенно-эффузивной свиты.

А. Туфогенно-эффузивная свита нижнего карбона

Область распространения этого типа отложений ограничивается, как было сказано, северными склонами хребта Кунгей-алатау. Строение нижнего карбона изучено здесь в бассейне р. Четь-мерке.

Для нижней части разреза нижнекаменноугольных отложений, соответствующей здесь среднему визе, Н. А. Беляевским приводится следующий сводный разрез (26):

1. В основании разреза залегает мощный темносерый известняк с прослоями черного тонкоплитчатого, содержащего фауну брахиопод, из которых Н. А. Беляевским определены: *Productus antiquatus* Sow., *Pr. striatus* Fisch., *Pr. concinnus* Sow., *Pr.* ex. gr. *semireticulatus* Mart., *Pr. marginalis* Kon., *Pr. desimilis* Kon., *Pr. fimbriatus* Mart., *Prod. plenus* Sow., *Pr. plicatilis* Sow., *Pr.* cf. *tenuistriatus* Vern., *Streptorhychus* sp., *Reticularia lineata* Mart., *Spirifer striatus* Sow., *Spirifer* sp., *Brachythyris* sp., *Athyris*

planosu'cata Phill., *Camarophoria romboidea* Phill., *C. globulina* Phill., *Martinia decora* Phill., *Bellerophon* sp., *Dielasma sacculus* Mart., *Dielasma planosulcata* Phill., *Rugosa*, *Encrinites*.

2. Выше идет желтовато-серый тонкозернистый известковистый песчаник — 200 *м*.

3. На нем лежит массивный темносерый немой известняк (50 *м*), покрывающийся небольшой (10—20 *м*) толщей серого известковистого песчаника. Общая мощность 60—70 *м*.

4. Далее следует эффузивная толща, представленная снизу вверх: андезитовым порфиритом (100 *м*), авгитовым порфиритом (100 *м*) и темным плотным альбитофиром (100 *м*). Всего 300 *м*.

5. Разрез заканчивается измененным сильно ожелезненным и расслащованным альбитофиром, мощность которого определить затруднительно.

Вышележащие горизонты, относящиеся, вероятно, уже к верхнему визе, представляют продолжение серии эффузивных пород (альбитофиров и порфиритов), к которым присоединяются их туфы, туфогенные песчаники, туфовые брекчии и конгломераты. Последние представлены гальками эффузивов. Мощность этой верхней части разреза достигает многих сотен метров. На эти отложения трансгрессивно налегают осадки среднего карбона.

Разрез, наблюдавшийся по Четь-мерке, не является, однако, вполне выдержанным во всем районе северного склона Кунгей-алатау, но все же сохраняет свои общие черты. Наиболее выдержанной является нижняя, преимущественно известняковая, часть разреза. Отметим попутно, что в составе ее фауны, кроме перечисленных выше форм, найдены также брахиоподы: *Prod nystianus* Kon., *Prod. karpinskyanus* Jan., *Prod. multituberculatus* Jan., *Prod.* (*Pustula*) *pustulosus* Phill., *Prod. verneuilianus* Kon., *Prod.* ex gr. *scabriculus* Mart., *Prod. teres* M'Wood., *Prod. undiferus* Kon., *Prod. grünewaldti* Krotow., *Chonetes papillionacaea* Kon., *Chon. sulcata* Kon., *Spirifer striatus* Sow., *Spir. grünewaldtianus* Jan., *Spir. integricostae* Phill., *Streptorhynchus crenistria* Phill., *Schizophoria resupinata* Mart., *Reticularia rostrata* Kut. и кораллы: *Caninia* aff. *cylindrica* Scout., *Cyathophyllum murchisoni* M. E.

Что касается собственно туфогенно-эффузивной части разреза, то состав ее является чрезвычайно изменчивым, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. На западе в верховьях р. Кень-су в ее составе преобладают конгломераты и туфы. Восточнее и северо-восточнее по р. Кегень, протекающей вдоль северной границы листа нашей карты (вне ее рамок), выходят главным образом более кислые эффузивы: фельзиты и фельзитопорфиры; большое развитие здесь имеют также туфы и туфобрекчии.

Н. Г. Кассин в работе «Гидрогеологические исследования в области Кетменского хребта и бассейна р. Чарына» (38) дает для восточной части хребта Кунгей-алатау и гор Кулук-тау[1] несколько иной разрез нижнекаменноугольных отложений, отли-

[1] Горы Кулук-тау расположены за северной границей листа нашей карты по правому берегу р. Кегеня.

чающийся от только что описанного присутствием второй известняковой толщи, покрывающей туфогенно-эффузивную серию. В сокращенном виде разрез Н. Г. Кассина может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Амигдалофировые и кератофировые лавы и их туфы.
2. Темносерые известняки с богатой фауной, среди которой наиболее характерны: *Productus* ex gr. *giganteus* Mart., *Pr. striatus* Fisch., *Pr. haemisphaericus* Sow., *Pr. maximus* M'Coy. Мощность до 700 *м*.
3. Серые песчаники, темные сланцы, покровы палеоандезитов и амигдалофиров и их туфы.
4. Темносерые известняки, иногда переслаивающиеся с аркозовыми песчаниками и мергелями; известняки содержат фауну, синхронизирующуюся с фауной серпуховской свиты.
5. На них, возможно несогласно, налегают песчаники так называемой серо-пепельной свиты, соответствующей среднему карбону.

Из сравнения обоих разрезов можно сделать вывод, что туфогенно-эффузивная серия, завершающая резрез в бассейне Четь-мерке, соответствует, очевидно, 3-му члену колонки Н. Г. Кассина, 4-й же член колонки Н. Г. Кассина, в виде известняков, покрывающих эффузивы, на Четь-мерке отсутствует. При этом следует отметить, что разрез, установленный в бассейне Четь-мерке П. А. Грюше и Н. А. Беляевским, хорошо согласуется с разрезом нижнего карбона, установленным С. С. Ларком (52) для южного склона Кетменского хребта в бассейне р. Кумурчи, находящейся в 10—15 *км* к СВ от северовосточного угла листа нашей карты.

Наблюдающееся по р. Четь-мерке повторение свиты известняков с *Prod. striatus* авторы объясняют тектоническими причинами, считая мало вероятным повторное отложение известняков с той же фауной после накопления толщи эффузивов мощностью до 1000 *м* (26).

Не исключена, однако, возможность, что верхняя известняковая толща Н. Г. Кассина уничтожена в бассейне Четь-мерке среднекарбоновой трансгрессией, отложившей свои осадки непосредственно на толщу эффузивов. Это предположение представляется тем более вероятным, что в соседнем к западу районе в бассейне р. Кень-су-мерке и верховьях р. Каинды в ряде мест, по имеющимся у нас сведениям,[1] выходят светлые кристаллические известняки с фауной, среди которой имеется *Spirifer bisulcatus*. Мощность этих известняков около 200 *м*; они выступают главным образом в ядрах антиклиналей, прикрываясь свитой серых и зеленовато-серых песчаников, которые, по мнению П. А. Грюше, должны уже относиться к среднему карбону. Таким образом не исключена возможность, что описанные известняки со *Spirifer bisulcatus* в данном районе соответствуют верхней известняковой толще Н. Г. Кассина, параллелизуемой им с серпуховской свитой. Окончательно этот вопрос может быть раз-

[1] Отчет о геологической практике летом 1936 г. студ. Лен. Горн. Ин-та М. С. Потаповой.

решен путем установления факта налегания этих известняков на породы туфогенно-эффузивной серии, что намечается для бассейна р. Орто-мерке.

Нижний, пятый член колонки Н. Г. Кассина, представленный эффузивами и туфами, следует, очевидно, параллелизовать с так называемой каратау-кетменской свитой С. С. Шульца, относимой последним условно к девон — карбону.[1] Выходы этой свиты имеются в пределах соседней юго-восточной четверти листа К-44-А (99, 102, 51). Что же касается восточной части Кунгей-алатау, то из сопоставления данных П. А. Грюнге и Н. А. Беляевского с данными С. С. Шульца (99, 102) и С. С. Ларка (52) можно думать, что отложения эффузивов каратау-кетменской свиты выходят здесь на дневную поверхность лишь за северной границей листа нашей карты.

Область распространения только что описанного туфогенно-эффузивного типа нижнего карбона отделена зоной тектонического контакта от области распространения известнякового и обломочного типа нижнекаменноугольных отложений. Благодаря этому между ними отсутствуют какие бы то ни были фациальные переходы. В восточной части Кунгей-алатау эта тектоническая граница проходит по р. Кень-су, составляющей верховье р. Четь-мерке. К югу от нее на правобережье р. Кень-су в нижнем течении рр. Чон-таш и Бер-коша выступают уже отложения второго типа.

Б. Сланцево-конгломерато-песчаниковая и известняковая свиты нижнего карбона

В составе нижнего карбона этого типа, как уже говорилось, различаются две фациально различные свиты: сланцево-конгломерато-песчаниковая и известняковая.

Сланцево-конгломерато-песчаниковая свита в типичном своем развитии, в южной части описываемой территории, представлена темными глинистыми сланцами и филлитами, переслаивающимися с известковистыми конгломератами и песчаниками, характерной чертой которых является розовато-бурая поверхностная окраска. Глинистые сланцы заменяются в некоторых случаях песчанистыми серицитизированными. Подчиненное значение имеют прослои известняков, иногда, впрочем, довольно мощные.

Что касается известняковой свиты, то типичным ее представителем являются мощные светлые массивные известняки.

В северной части листа нашей карты на южном склоне Кунгай-алатау обе эти свиты приобретают, как уже говорилось, известное стратиграфическое значение, поскольку нижняя часть разреза нижнего карбона слагается здесь конгломератами и песчаниками, а верхняя — известняками.

---

[1] С. С. Шульц. К стратиграфии и тектонике Кетменского хр. Тр. Всес. геол-разв. объед. НКТП СССР, вып. 322. Л. 1933.

Нижнюю конгломерато-песчаниковую толщу, не содержащую здесь сланцев, приходится рассматривать при этом как аналогичную части сланцево-конгломерато-песчаниковой фации, широко развитой в южной части описываемой территории.

В качестве примера может быть приведен разрез, описанный Н. А. Беляевским (26) по р. Черкум-булаку (правый приток р. Тюпа). Здесь на гранитах и инъецированных гранитами метаморфических нижнепалеозойских сланцах трансгрессивно залегает толща конгломератов и среднезернистых известковистых песчаников, в базальном конгломерате которой содержатся валуны и гальки гранита. На базальном конгломерате залегает прослой (мощность около 10 *м*) темносерого, пахучего при ударе, известняка, в котором найдены: *Productus griffitianus* Kon., *Pr. undatus* Defr., *Pr. deshayesianus* Kon., *Pr. nystianus* Kon., *Schizophoria mesoloba* Jan., *Martinia decora* Phill., *Reticularia lineata* Mart., *Streptorhynchus crenistria* Phill., *Athyris planosulcata* Phill., *Dielasma sacculus* Mart. В гальке вышележащих конгломератов обнаружены: *Productus nystianus* Kon. и *Reticularia lineata* Mart. Общая мощность толщи конгломератов и песчаников около 280—300 *м*.

Над нею лежит массивный светлосерый фарфоровидный известняк, в различных горизонтах которого найдена фауна: *Productus fimbriatus* Sow., *Pr. plenus* Sow., *Pr. undatus* Defr., *Pr. nystianus* Kon., *Pr. weberi* Jan., *Pr. striatus* Fisch., *Pr.* (*Pustula*) *elegans* M'Coy, *Pr. punctatus* Keys., *Reticularia lineata* Mart., *R. rostrata* Kut., *Martiniopsis orientalis* Tchern., *Athyris planosulcata* Phill.

Нижние горизонты известняка содержат, кроме того, *Productus rectestria* Gröb., в верхних, судя по находке, произведенной в 1915 г. П. А. Грюше в смежном районе гор Чон-бет, встречается *Spirifer bisulcatus* Sow. Мощность известняков не менее 500 *м*.

Разрез в целом охватывает, таким образом, весь визе и заканчивается в намюре (серпуховская свита). При этом нижнюю часть фарфоровидных известняков, судя по находке *Productus striatus* Fisch., можно параллелизовать с известняками, подстилающими туфогенно-эффузивную серию северного склона Кунгей-алатау.

Описанный разрез не является, однако, по указанию Н. А. Беляевского, выдержанным на всем пространстве южного склона Кунгей-алатау. По направлению к З и СЗ от Черкум-булака наблюдается заметное выклинивание нижней конгломерато-песчаниковой толщи. На р. Табулгаты Западной (приток р. Тюпа) мощность конгломерато-песчаниковой свиты уменьшается до 100—150 *м*, т. е. более чем вдвое. В известняковых гальках, входящих в состав конгломератов, здесь найдены *Productus* cf. *undatus* Defr., *Pr. weberi* Jan., *Pr. mesoloba* Phill., *Reticularia lineata* Mart., *Choneles minuta*, *Streptorhynchus crenistria* Phill. Известняк, покрывающий конгломераты, является здесь светлосерым плотным, несколько кремнистым

В нем найдены: *Productus striatus* Fisch., *Pr.* cf. *aculeatus* Sow., *Pr. karpinskyanus* Jan., *Pr. punctatus* Mart., *Pr.* (*Pustula*) *pustulosus* Phill., *Pr.* (*Gigantella*) *latissimus* Sow, *Pr. verneuilianus* Kon., *Pr.* ex gr. *scabriculus* Mart., *Chonetes buchiana* Kon., *Chonetes lenguessiana* Kon., *Brachythyris buckmani* Jan., *Athyris planosulcata* Phill., *Reticularia lineata* Phill.

Еще западнее на р. Кень-су Южной (правый приток Тюпа) мощность конгломерато-песчаниковой толщи падает уже до 40 *м*. Покрывающие ее мощные темносерые известняки содержат в нижних горизонтах *Productus* (*Gigantella*) ex gr. *giganteus* Mart., *Pr. rectestria* Gröb., *Pr. hemisphaericus* Sow.

В северных частях долины рр. Южных Кень-су и Табулгаты наблюдалось полное выклинивание конгломерато-песчаниковой толщи и, соответственно этому, непосредственное налегание известняков на абрадированную поверхность гранитов.

В области северного склона Кунгей-алатау в низовье рр. Чонташ и Бер-коша конгломерато-песчаниковая толща (с *Productus* ex. gr. *giganteus* Mart. и *Pr. productus* Mart.) налегает трансгрессивно на кварцевые диориты; известняки же здесь срезаны надвигом нижнекаменноугольных отложений туфогенно-эффузивной свиты. В верховьях рр. Талды-булака и Ири-су, наоборот, известняки самых верхов нижнего карбона, содержащие *Spirifer bisulcatus*, тектонически налегают на нижний палеозой и граниты. Юго-восточнее, в верхнем течении р. Ири-су, эти известняки уже нормально подстилаются довольно мощной песчаниково-конгломератовой свитой.

Кроме перечисленной выше фауны, в составе нижнего карбона восточной части Кунгей-алатау П. Г. Грюше и Н. А. Беляевским (26) указываются: *Productus antiquatus* Sow., *Pr. plicatilis* Sow., *Pr. ferganensis* Jan., *Pr. undiferus* Kon., *Schizophoria resupinata* Mart., *Chonetes sulcata* M'Coy, *Ch. minuta* Kon., *Spirifer grünewaldtianus* Jan., *Sp. integricostae* Phill., *Pugnax pugnus* Mart. (см. описание долины рр. Ак-тасты-булак и Табулгаты в басс. р. Тюпа).

В области северного склона хр. Терскей-алатау нижний карбон в пределах листа нашей карты занимает довольно значительную площадь между р. Каркарой в районе ур. Чиман-сай на западе и меридиональным участком верховья р. Тюка, к северу от перевала Тиек — на востоке. В западной части в районе ур. Чиван-сай по данным П. А. Грюше (25) выходит свита известняков, содержащих фауну верхнего визе и намюра: *Productus giganteus* var. *minuta* Sow., *Pr. productus* Mart., *Pr. concinnus* Sow., *Spirifer bisulcatus* Sow., *Sp. trigonalis* Sow. По направлению к востоку площадь, занятая известняками, по данным С. С. Шульца (99, 102), сильно суживается и на р. Тиек, пересекающей ее на параллели 42°40′ с. ш., представляет уже узкую полосу среди широкого поля распространения сланцево-песчаниковой свиты нижнего карбона. Последняя занимает в ширину с юга на север почти все пространство от пер. Тиек до выхода из гор р. Текеса. Только при выходе из гор, перед своим по-

поворотом на восток, р. Текес снова пересекает довольно узкую полосу известняков, расширяющуюся к востоку.

В составе сланцево-песчаниковой свиты по р. Текесу наиболее характерной является мощная толща тонко переслаивающихся темносерых песчано-глинистых известняков и глинистых сланцев. В основании ее в среднем течении р. Текеса выходят грубозернистые аркозовые песчаники и конгломераты с кремнистым цементом, содержащие гальку известняка, кремнистого сланца, эффузивов и гранитов.

Выше по разрезу песчаники становятся более мелкозернистыми и приобретают кварцево-серицитовый и известковистый цемент. Над ними залегают зеленовато-серые глинистые сланцы, сменяющиеся в свою очередь слоистыми известняками. Последние непосредственно подстилают упомянутую, наиболее характерную для Текеса, известково-песчано-глинистую толщу. В месте выхода р. Текеса из гор в отложениях сланцево-песчаниковой фации, надвинутой здесь на осадки юры, С. С. Шульцем найдены: *Productus plicatilis* Sow., *Pr. antiquatus* Sow., *Schizophoria resupinata* Sow., *Streptorhynchus crenistria* Phill., *Athyris planosulcata* Phill., *Brachythyris* sp., *Orthoceras* sp. В 3 *км* выше по течению в осадках известняковой фации, выступающих здесь, как было упомянуто, довольно узкой полосой, обнаружены: *Productus fimbriatus* Sow., *Pr. concinnus* Sow., *Pr. striatus* Fisch., *Pr.* ex gr. *giganteus* Mart., *Reticularia lineata* Mart.

В составе сланцево-песчаниковой свиты по р. Текесу встречается также микрофауна и притом в значительном количестве. Так, например, на р. Текесе в 2,5 *км* выше впадения р. Тиек в известняках с ядрами *Pr.* ex gr. *giganteus* Mart., покрывающих сланцы, С. С. Шульцем найдены: *Endothyra* ex gr. *parva* Möll., *Endothyra* sp., *Endothyra ameradensis* Harlton, *Palaeotextularia* sp., *Staffella struvei* Möll., *Archaediscus* sp. (?), *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehr., *Tetrataxis* sp., *Cribrostomum bradyi* Möll., *Palaeobigenerina* sp.

Кроме того, у самой восточной рамки листа нашей карты в 1 *км* ниже выхода р. Текес из гор найдены: *Glomospira* sp., *Archaediscus* sp., *Staffella* ex gr. *struvei* Möll.

Южнее только что охарактеризованной полосы нижнекаменноугольных отложений, в верховьях рр. Тюпа, Б. Джаланача и Кок-джара, снова протягивается полоса сланцево-песчаниковой свиты, охарактеризованная находками микрофауны по Кок-джару.

В области южного склона Терскей-алатау нижний карбон представлен почти исключительно сланцево-конгломератово-песчаниковой свитой. На правобережье р. Сары-джаса в районе пер. Эчкеле-таш среди нее имеются, однако, в значительном количестве и известняки. Для участка к востоку от р. Тюк-эчкеле-таш П. А. Грюше (25) дает следующую колонку нижнего карбона, состоящую из трех частей: внизу лежат аркозовые равномерно-зернистые, слегка карбонатизированные песчаники, составленные из зерен кварца, кислого полевого шпата и пер-

тита, сцементированных серицитовым цементом; выше идут известняки с брахиоподами и фораминиферами; верхняя часть колонки представлена перемежаемостью песчаников и сланцев с пропластками известняка, содержащего микрофауну. Напомним, что в районе Эчкеле-таш визейская фауна (*Productus* ex gr. *giganteus* Mart., *Pr. striatus* Fisch., *Streptorhynchus crenistria* Phill. и др.) впервые была обнаружена еще Н. В. Игнатьевым (32). Брахиоподы из средних горизонтов приведенного разреза определялись позднее Грёбером, указавшим наличие здесь *Productus cora* (?). Из этих же известняков в горах Аю-даг у пер. Мингтур, почти непосредственно за восточной границей листа нашей карты, Н. А. Беляевским была определена типично визейская фауна: *Productus* (*Gigantella*) ex gr. *giganteus* Mart., *Pr. maximus* M'Coy, *Pr.* (*Gigantella*) *latissimus* Sow., *Pr. pinguis* M. Wood, *Pr. pugilis* Phill., *Pr. keyserlingianus* Kon., *Pr. teres* M. Wood, *Reticularia lineata* Mart., *Nautilus* sp., *Rugosa* (25).

К юго-западу от района пер. Эчкеле-таш выступают нижнекаменноугольные отложения бассейна р. Куйлю, представленные свитой черных глинистых сланцев и песчаников с прослоями темных известняков. Возраст свиты определяется находками *Productus rectestria* Gröb. и *Pr. latissimus* Sow. в битуминозных известняках в долине рр. Каракол-тор и Сары-чат (51). В разрезе по р. Орой-су видимая мощность свиты, по данным П. А. Грюше, достигает 1280 *м*. Свита здесь, повидимому, завершается желтыми песчанистыми известняками.

К юго-западу от верховьев р. Куйлю на протяжении той же полосы, в верховье р. Ирташа, носящем название р. Сары-чат, впервые выступают самые нижние горизонты нашего нижнего карбона, возможно относящиеся уже к турнэ. Это — светлые, серые и розовые перекристаллизованные известняки, в которых С. В. Калесником и С. В. Эпштейном (34) найдены брахиоподы, определенные Д. В. Наливкиным как *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Productus* ex gr. *semireticulatus* Mart. *Pr.* cf. *pixidiformis* Kon., *Leptaena analoga* Phill., *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall. и, кроме того, хвост трилобита, предположительно определенного В. Н. Вебером как *Phillipsia derbyensis* Mart.(?).

Наличие в верховьях р. Сары-чата турнейских известняков, мощностью до 200 *м*, еще ранее указывалось и С. С. Ларком (51).

Своеобразный облик имеет полоса нижнекаменноугольных отложений, протягивающихся по южному склону Сары-джасского хребта вдоль р. Иныльчека. По данным Д. И. Яковлева (110) нижний карбон представлен здесь перекристаллизованными метаморфизованными известняками, с которыми связаны, кроме того, красноцветные туфогенные песчаники, а также пестроцветные глинистые и известково-глинистые сланцы с характерными для них небольшими жилками кальцита. Положение сланцев относительно известняковых толщ не выяснено, но скорее всего они перекрывают последние. Степень метаморфизации свиты заметно увеличивается в пределах листа нашей карты в направ-

лении на юго-запад — к западной оконечности Сары-джасского хребта и району горы Менгу на северном склоне хр. Куйлю. Последний сложен, по наблюдениям П. А. Грюше, слоистыми пестрыми тонкозернистыми известняками, окраска которых отчасти связана с озмеевикованием. В отношении возрастных рамок свиты представляет прежде всего интерес нахождение Д. И. Яковлевым в двух пунктах фауны, соответствующей самым низам нашего нижнего карбона, то есть верхним турнэ — низам визе. В составе фауны: *Productus* ex gr. *deruptus* Rõm., *Syringopora* sp., *Lithostrotion* sp. Фауна найдена в валунах известняка в верховьях р. Талды-булак (правый приток р. Иныльчека у восточной границы листа нашей карты) и в коренном залегании в известняках в бассейне р. Тез. Наряду с этим по р. Туюк-ану (восточнее пер. Тез) Д. И. Яковлевым в туфогенных песчаниках, тесно связанных с известняками, найдены плохо сохранившиеся остатки нижнекаменноугольных растений (опред. В. Д. Принада), а в известняках в ближайших к Туюк-ану логах — *Productus* ex gr. *giganteus* Mart. В долине р. Джальма — Талды-булак (в 8 *км* к З от восточной рамки нашей карты) в мраморизованных рифовых известняках Д. И. Яковлевым найдены визейские мшанки, из которых А. И. Никифоровой определены: *Fenestella compressa* Ulrich, *F.* aff. *serratula* Ulr., *F.* ex gr. *pskemica* Nikif., *F.* sp. n., *Hemitrypa* aff. *biserialis* var. *burulica* Nikif., *Fistulipora* sp. Таким образом, в строении толщи нижнего карбона по южному склону Сары-джасского хребта принимают участие и более высокие горизонты уже несомненного визе. В связи с этим отметим, что мощность нижнего карбона в Сары-джасском хребте определяется, по мнению Д. И. Яковлева, порядком многих сот метров.

В заключение следует резюмировать взаимоотношения нижнего карбона с более древними отложениями. В северной части листа нашей карты нижний карбон налегает на нижнепалеозойские сланцы, инъецированные гранитами. Таким образом здесь констатируется большой перерыв в накоплении осадков. Мощность нижней песчаниково-конгломератовой свиты нижнего карбона является при этом изменчивой вплоть до полного выклинивания. В конгломератах внутри самой свиты встречаются известняковые гальки с теми же брахиоподами, что и в первичном залегании в составе известняковых прослоев свиты. Ряд мелких перерывов имеется здесь, следовательно, и среди самой свиты.

В южной части листа нашей карты нижний карбон налегает уже на более молодые отложения — верхнесилурийские и нижнедевонские. На северном склоне Сары-джасского хребта, в районе рр. Мукачи и Карагайты (левые притоки р. Сары-джаса, впадающие в Сары-джас выше устья р. Куйлю) Д. И. Яковлев отмечает налегание красноцветных аркозовых песчаников, условно относимых к нижнему карбону, на размытую поверхность верхнего силура, причем, повидимому, допускает угловое несогласие между ними (110).

К югу от описываемой территории за южной рамкой листа

нашей карты южнее р. Каинды, по р. Уч-чату Д. Н. Тарасовым (94) констатировано налегание без видимого углового несогласия фаунистически охарактеризованных визейских отложений сланцево-песчаниковой свиты на мраморизованные известняки нижнего девона (?). При этом в подошве нижнекаменноугольных отложений обнаружена галька мраморизованных известняков. На территории соседней юго-восточной четверти листа К-44-А нижний карбон, по наблюдениям С. С. Шульца (99, 102), также без видимого углового несогласия залегает на осадках верхнего силура и силур-девона. Существенно иная картина констатируется для района к юго-западу от описываемой нами территории, где в окрестностях перевала Пикерты, по данным С. С. Ларка (51), развиты верхнедевонские темносерые и черные известняки с многочисленными *Spirifer verneuili*, связанные постепенным переходом с нижнекаменноугольными известняками, среди которых были найдены *Productus striatus* Fisch. и *Pr.* ex gr. *giganteus* Mart. Отсюда можно сделать вывод о том, что в юго-западной части листа нашей карты мы еще более приближаемся к беспрерывному разрезу между девоном и карбоном.

Подтверждением этому служит наличие в юго-западном углу листа нашей карты по р. Сары-чат более низких горизонтов нижнего карбона, характеризующихся фауной верхнего турне — низов визе. Отложения этого возраста отсутствуют на остальной части территории листа нашей карты, за исключением области южного склона Сары-джасского хребта, которая, судя по необычному составу развитых там отложений, находилась в каких-то особых условиях накопления осадков.

СРЕДНИЙ КАРБОН

П. А. Грюше

Каменноугольные отложения в восточном Тянь-шане были известны еще со времен П. П. Семенова-Тяньшанского. И. В. Игнатьев (32) описывает известняки с *Productus giganteus* и *Pr. striatus* в долине Сары-джаса, а И. В. Мушкетов у Ак-осуйских термальных источников констатирует известняки, содержащие *Productus*, *Spirifer mosquensis*, *Sp. trigonalis*, *Chaetetes radians* и иглы *Cidaris* (59, т. II, стр. 75). Сопоставляя эти данные, нетрудно заметить, что они содержат в себе указания не только на одно наличие карбона, но также и на возможность расчленения его на различные стратиграфические горизонты.

Знаменитые экспедиции Баварской Академии Наук в начале нашего столетия установили еще большее развитие карбона в Тянь-шане, как в смысле его географического распространения, так и стратиграфической полноты, в силу чего уже наметившаяся при первых исследованиях Тянь-шаня возможность отграничить нижний карбон от вышележащих его горизонтов претерпела значительную эволюцию за истекшие годы XX века.

Кейдель первый противопоставляет разрез карбона «внеш-

ших» и «внутренних» цепей Тянь-шаня, при этом полное его стратиграфическое развитие он приписывает южным и внутренним цепям. Здесь карбон, по его данным, имеет максимальное развитие и белые криноидные известняки с *Productus giganteus* Mart, несогласно перекрыты известняками со *Spirifer mosquensis* Fisch., а еще выше швагериновыми слоями, по своей фауне тождественными швагериновым горизонтам Урала.

Резкое сокращение мощности карбоновых известняков с юга на север Кейдель ставит в связь с тектоническими причинами. Проводя границу между разными типами разрезов по Иныльчекской долине, он различную мощность известняков к югу и к северу от нее ставит в связь с неравномерным ходом трансгрессии в зависимости от разной высоты гор. В частности для района перевала Сарт-джол он допускает даже запоздалую ингрессию в гористую местность. Мергелистые и гипсоносные породы Кокджара и Сарт-джола им трактуются как следы регрессии, объясняющей отсутствие верхнекаменноугольных отложений в северном разрезе (126).

Гребер (120, 121) сопоставляет фауну Сарт-джола с зоной *Dibunophyllum* Англии и верхним визе Бельгии. Относя таким образом все известняки Сарт-джола к верхам нижнего карбона, он определенно указывает, что белые криноидные известняки моложе серых, почему более высокие горизонты разреза он неявно сопоставляет с серпуховскими и иордальскими слоями. Д. В. Наливкин (60), принимая во внимание сходство этой фауны с фауной Казы-курта (к югу от Чимкента) и Джеты-огуза (на что указывает также ряд немецких авторов), сомневается в правильности такого отнесения сарт-джольских известняков к нижнему карбону и считает более вероятным для них среднекаменноугольный возраст (серпуховский или московский ярус).

К сожалению работы немецких палеонтологов начала XX века остаются до сих пор единственными монографиями по изучению карбона Центрального Тянь-шаня. Это тем досаднее, что советскими геологами в последние годы собран порядочный материал, вполне твердо доказывающий наличие среднего карбона не только в более южных цепях Тянь-шаня, что было известно и раньше, но также и в более северных, в том числе и в пределах юго-западной четверти листа К-44-А. Этот материал в большинстве случаев предварительно определенный ждет монографической обработки. В частности же предположение Д. В. Наливкина о наличии в восточном Терскей-алатау среднего карбона полностью подтвердилось новыми данными П. А. Грюше и С. С. Шульца.

На территории Каракольского листа средний карбон развит по северному склону хр. Терскей-алатау и в восточной оконечности хр. Кунгей-алатау, отчасти захватывал и северные его склоны. Эти две территориально разобщенные полосы отличаются друг от друга также и по характеру своих разрезов.

Для среднего карбона хр. Терскей-алатау П. А. Грюше дает основной разрез по р. Уч-кашка, левому притоку р. Каркары,

падающему в нее у пер. Сарт-джол. Разрез начинается базальными конгломератами с гранитной галькой и плотными аркозовыми песчаниками, залегающими на гранитах; мощность этой нижней свиты среднего карбона здесь измеряется 200—300 *м* (эту часть разреза можно сопоставить с «туюкской» свитой С. С. Шульца, о чем см. ниже). На конгломератах и песчаниках совершенно согласно залегают известняки мощностью всего в 30 *м*, среди которых собрана фауна: *Rhypidomella* (?) sp., *Schizophoria resupinata* Mart., *Chonetes carbonifera* Keys., *Marginifera orientalis* Chao, *Choristites jigulinoides* Stuck., *Choristites* cf. *weberi* Frcks., *Choristites* cf. *holtedahlo* Frcks., *Munella norini* Chao, *Martinia semiconvexa* Chao, *Squamularia perplexa* Mc Chesn., *Dielasma* sp. cf. *elongata* Schloth., *Syringopora* sp., *Geinitzella* sp.

Эту фауну, по мнению опередлявшего ее Г. Н. Фредерикса, можно сопоставить с фауной самарских горизонтов среднего карбона. Над этими известняками по р. Уч-кашка лежат гипсы мощностью 10—15 *м*, покрытые в свою очередь маломощными (8—10 *м*) известняками, выше которых идет серия мергелей, глин и гипсов весьма значительной мощности, к тому же заметно увеличивающейся с запада на восток, с которой переслаиваются также и известняки. В таком виде разрез П. А. Грюше вяжется с разрезом Кейделя (126, фиг. V, стр. 110).

Глинисто-мергелисто-гипсоносная толща, возрастая в своей мощности на восток, достигает там по данным С. С. Шульца мощности в сотни метров, а переслаивающиеся с нею известняки — до 200 *м*. Эти известняки по его данным помимо *Choristites* содержат обильную микрофауну среднего карбона *Staffella* ex gr. *struvei* Möller., *Archaediscus* sp., *Endothyra* sp. ex gr. *mathildae* Dut. Столь мощные гипсоносные толщи лежат на аркозовой песчано-конгломератовой свите, достигающей мощности 3750 *м* и названной С. С. Шульцем «туюкской». В разрезе по Туюк-какпаку (к востоку от Пржевальского листа) под «туюкской» свитой С. С. Шульц указывает еще на наличие конгломератов с гальками гранита, сланцев и известняков с фауной *Productus* sp. и *Fenestella* ex gr. *serratus* Ulrich (99).

Мощные конгломераты, содержащие гальки известняков с самарской (?) фауной (*Productus hindi* Muir-Wood, *Pr.* cf. *medusa* Kon.) описывает также и П. А. Грюше в долине р. Уч-кашка (см. описание речных долин), полагая однако, что они покрывают мергелистую гипсоносную толщу среднего карбона и допуская возможность причисления их к низам верхнего карбона (25).

Обе указанные толщи конгломератов безусловно моложе нижнего карбона и, повидимому, ограничивают снизу и сверху среднекарбоновый разрез восточной части Терскей-алатау. Если «туюкскую» свиту С. С. Шульца и подстилающие ее конгломераты Туюк-какпака сопоставить с аркозами и конгломератами, подстилающими, по П. А. Грюше и Кейделю, известняки и гипсоносно-мергелистую свиту, и объяснить резкое возрастание

мощностей фациальным изменением одной и той же толщи, то разрезы трех исследователей могут быть увязаны. Открытым остается только вопрос о верхней границе среднего карбона и основательности соображений П. А. Грюше о возможности относить конгломераты, покрывающие гипсоносно-мергелистую толщу, к низам верхнего карбона.



Фациальный характер среднего карбона на северных склонах Терскей-алатау изменяется по простиранию и для средней части хребта (р. Кашка-су, приток р. Каракол) П. А. Грюше дает разрез значительно отличающийся от рассмотренного. Схематизируя колонку П. А. Грюше, здесь можно выделить три толщи: 1) нижнюю, залегающую на граните и имеющую в своем основании базальный конгломерат, представленную исключительно кластическими породами, 2) среднюю — сложенную известняками с фауной среднего карбона, 3) верхнюю — глинисто-мергелистую. Верхи разреза здесь смыты; видимая мощность всего разреза — 800 *м* (рис. 56).

В известняках средней толщи найдена фауна: *Cora ferganensis* Frcks., *Dictyoclostus* cf. *tayuanfuense* Chao, *Marginifera orientalis* Chao, *Choristites* cf. *sophiae* Ilov., *Munella amalitzkii turkestanica* Frcks., *Munella* cf. *choristitoides* Frcks., *Munella* cf. *supramosquensis* Nik., *Squamularia perplexa* Mc Chesn., *Pseudomonotis kumpani* Fed., *Aviculopecten* aff. *obliquus* Hind. От разреза по Уч-кашка этот разрез отличается в основном лишь отсутствием перемежаемости известняков с гипсоносной свитой.

Но еще западнее (по р. Джеты-огуз) средняя часть разреза (т. е. фаунистически охарактеризованные известняки) согласно налегают на толщу слоистых кварцитов, по своей мощности и характеру пластов, ничем не отличающихся от кластических пород, подстилающих самар-



Рис. 56. Колонка среднего карбона хребта Терскей-алатау.
1 — песчаник; *2* — глинистые сланцы; *3* — мергели; *4* — песчанисто-мергели; *5* — известняки; *6* — конгломераты; *7* — граниты.
Масштаб 1 *см* — 50 *м*

ские известняки Уч-кашка. Это дает повод П. А. Грюше сопоставлять джеты-огузские кварциты с кластическими породами низов среднего карбона северных склонов Терскей-алатау, объясняя наличие кварцитов метаморфизмом аркозово-песчани-

стой свиты гранитной интрузией, развитой в низовьях Джеты-огуза. Это тем более убедительно, что в той же долине Джеты-огуза (но выше по ущелью) та же свита среднего карбона на более древние граниты налегает трансгрессивно, и аркозовые песчаники ее низов имеют свой обычный вид и никаких следов кварцитизации не обнаруживают.

В известняках Джеты-огуза содержится фауна: *Schuchertella* aff. *crenistria* Phill., *Sch.* aff. *pelaromata* Schloth., *Cora mosquensis* Frcks., *C. alpina* Frcks., *C. schellwieni* Frcks., *Chaoiella bathycolpos* Schelw., *Dictyoclostus* aff. *genuina inflatus* Mc Chesn., *D. fredericksi* Ilov., *Brachythyrina* cf. *strangwasi* Vern. Эти формы, по мнению Г. Н. Фредерикса, характеризуют мячковские или нижнесамарские горизонты среднего карбона.

В Кунгей-алатау средний карбон представлен свитой аркозовых и полимиктовых песчаников, переслаивающихся с глинами, мергелями и известняками. Свита чрезвычайно дислоцирована, но на нижний карбон всюду налегает несогласно. Мощность ее определяется в несколько сот метров.

Возраст ее устанавливается находками плохой сохранности брахиопод и гастропод, а главным образом *Calamites suckow* Sterb.[1] по р. Талбугаты Северной. Следовательно ни о каких более дробных ее подразделениях и даже сопоставлениях с намечающимися для Терскей-алатау горизонтами нельзя говорить прежде, чем будет значительно пополнен палеонтологический материал.

В пределах же доступных сопоставлений средний карбон восточной части р. Кунгей-алатау может быть параллелизован с «пепельно-серой» свитой, выделенной Н. Г. Кассиным в западной части Кетменского хребта (38), также имеющей в своем составе песчаники, перемежающиеся с глинистыми сланцами и известняками, и содержащей как растительные остатки, так и среднекарбоновую фауну. Залегает она там также несогласно на известняках с *Spirifer bisulcatus* Sow. Отличие «пепельно-серой» Кетменской песчанистой свиты от среднего карбона Кунгей-алатау заключается в наличии в первой также и эффузивов, но это различие может быть отнесено за счет фациальных изменений.

Наличие плохой сохранности фауны, наряду с присутствием растительных остатков среднего карбона в свите Кунгей-алатау, заставляет остановиться на возможной ее параллелизации с «акшийрякской» свитой более южных районов Тянь-шаня, относимой Н. М. Прокопенко к верхнему палеозою, а С. С. Ларком, С. В. Калесником и С. В. Эпштейном — к условному нижнему карбону. Следует только иметь в виду, что относительно верхнепалеозойского возраста фауны, найденной Н. М. Прокопенко, Д. В. Наливкин пишет, что «найденная небогатая фауна указывает на присутствие нескольких горизонтов, вероятно начиная от среднего карбона и до перми включительно» (61).

---

[1] Определение А. В. Садковой

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

П. А. Грюше

Широко развитые по южному берегу Иссык-куля и в верховьях р. Джаргалана юрские отложения в течение ряда лет изучались в связи с разведочными на уголь работами Среднеазиатского треста. Главные разведочные работы были сосредоточены на Согутинском месторождении, расположенном вне территории описываемого листа (к западу от нее, между реками Топ и Тосор).

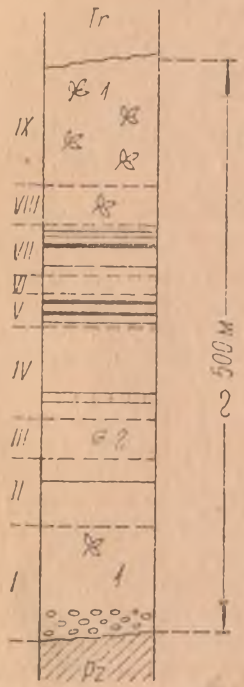


Рис. 57. Схематизированная колонка согутинского разреза юры.
1 — растительные остатки; *2* — местонахождение фауны.

Не видя надобности и не имея возможности воспроизвести здесь описание почти 500-метрового разреза юры, полученного на Согуты в результате трехлетних работ, мы ограничимся лишь схематизированным его описанием, составленным по данным Т. А. Сикстель, принимавшей непосредственное участие как в разведочных работах на Согуты,[1] так и в разработке стратиграфии юры и покрывающих ее свит по южному берегу Иссык-куля (90, 91) (рис. 57).

Согутинский разрез юры:

1. Начинается пачкой пород, представленных белыми конгломератами и розоватыми песчаниками, изобилующими хорошо окатанной кварцевой галькой, связанной известняковистым цементом. Среди песчаников встречаются линзы белых (реже черных от краски органическим веществом) глин, содержащих растительные остатки, среди которых определены: *Neocalamites* Zeil, *Clathropteris meniscoides* Nath., *Marattiopsis munsteri* Sch. и др. Как песчаники, так и конгломераты не имеют выдержанности по простиранию и друг в друга переходят; в их верхах содержатся многочисленные железистые желваки.

2. Выше белых кварцевых пород залежит вторая пачка, представленная разноцветными песчаниками, содержащими обуглившиеся растительные остатки и пласт угля.

3. Среди глинистых пород 3-й пачки найдены остатки насекомых и пресноводных пелеципод.

4. В низах 4-й пачки обилие сферосидеритов и небольшой

[1] Т. А. Сикстель. К геологии Согутинского месторождения каменного угля. Материалы по геологии угольных месторождений Средней Азии. 1934.

пропласток известняка; общий состав пачки — песчано-глинистый с обособлением, ближе к верхам, 9-метрового слоя мелкогалечных известковых конгломератов.

5. Следующая, 5-я пачка отличается своей угленосностью; с нижележащей она имеет тектонический контакт; состав ее преимущественно глинистый; по мере продвижения на восток глины замещаются песчаниками; из растительных остатков обращает внимание *Equisetites ferganensis* Sew.

6. Глинисто-сланцевая пачка 6-я наряду с растительными остатками содержит также остатки насекомых.

7. Пачка 7-я отличается своей угленосностью.

8. Из пачки 8-й собрана обильная флора, обработанная А. И. Турутановой-Кетовой; состав пачки — песчано-глинистый, по простиранию переходящий в конгломераты.

9. Мощная песчано-конгломератовая пачка заключает в себе 4 горизонта окаменелых деревьев.

По мнению А. И. Турутановой-Кетовой остатки флоры говорят за нижнеюрский возраст всей свиты, а сопоставление найденных здесь форм с флорой ангарского континента свидетельствует о гораздо большем сходстве иссык-кульской флоры с ангарской, нежели с гондванской (97).

Вопреки мнению большинства геологов, работавших на разведке Согутинского месторождения и считающих контакт юры с палеозойскими свитами за нормальный, П. А. Грюше упорно настаивает на тектоническом характере этого контакта как в районе Согуты, так и по всему южному берегу Иссык-куля (22, 23, 26) и находит подтверждение своего мнения также и в новейшей работе С. С. Шульца, обоснованной на материале как Согуты, так и района, лежащего к востоку от Иссык-куля (101).

Долго остававшийся неясным вопрос о взаимоотношениях юрской свиты с покрывающими ее красноцветными конгломератами в результате разведочных работ нашел свое вполне убедительное разрешение. И если Н. Г. Кассин (37) в 1915 г. писал, что эти свиты залегают «как будто несогласно», то теперь перерыв и угловое несогласие между ними вряд ли могут оспариваться.

Согутинский разрез юры является ключом к пониманию обрывочных юрских выходов, расположенных на территории нашего листа. В описании речных долин было указано, что охарактеризованные одним из соавторов работы Н. Г. Кассина (37), И. И. Мельниковым, верхи разреза карбона по Джеты-огузу вряд ли можно относить к карбону; полное литологическое сходство кварцевых конгломератов и песчаников, составляющих верхи Джеты-огузского разреза и покрывающих с угловым несогласием фаунистически охарактеризованный средний карбон Джеты-огуза, дает нам повод видеть в них низы юрского разреза, оборванные проходящим к северу от них тектоническим разрывом.

На рис. 58 знаком ? показана возможность нахождения юры также и к северу от линии разрыва. Основанием к такого

рода построениям служат те изолированные выходы юры, которые развиты к западу от джеты-огузской глыбы карбона и были описаны при изложении геологии долины р. Сют-булак.

Е. А. Репман любезно сообщила нам новые данные о юрских отложениях, вскрытых ею разведочными работами 1938 г. к северо-востоку от Джергеса. Помещая составленную ею краткую характеристику джергесской юры в главу полезных ископаемых, мы здесь позволим себе только высказать предположение о том, что джергесский выход юры скорее может соответствовать низам согутинского разреза.

В пределах верховий Джаргалана обнаженность юры также чрезвычайно плохая; разведочных канав там крайне мало, в силу чего небольшие кустарные выработки дают главный материал для суждения о стратиграфии и тектонике юры. По сравнению с Согуты, здесь целиком отсутствует нижняя пачка белых кварцевых конгломератов и связанных с ними розоватых песчаников. Почти непосредственно у тектонического контакта с палеозойскими породами здесь находятся угленосные пласты, очень круто падающие к югу (под палеозой). Третичные породы покрывают юру с угловым несогласием, но хорошо обнаженных контактов нигде нет.

Сопоставляя все известные данные о выходах юры в пределах Иссык-кульского бассейна с окружающими районами, прежде всего следует остановить внимание на юрских отложениях Кетменского хребта, описанных в 1933 г. С. С. Шульцем.

Наличие в низах кетменского разреза юры кварцевых конгломератов и сходство литологического состава всей кетменской колонки юры [1] с иссык-кульской при почти полном совпадении их мощностей, позволяют говорить о гораздо более широком территориальном распространении юры, чем то, которое известно в настоящее время.

Территориальная связь иссык-кульского и кетменского разрезов юры была намечена для восточной части описываемого листа работами П. А. Грюше и С. С. Шульца (25, 99).

Но при всем этом С. С. Шульц считает, что юрские отложения покрывали Кетменской хребет сплошным покровом, размытым впоследствии на водоразделах, что подкрепляется наличием на последних остатков юры, в то время как центральный Тянь-шань, бывший областью размыва, в юрское время не аккумулировал осадков. Последнее мнение С. С. Шульца совпадает также с мнением Кейделя (126).

Описанные П. А. Грюше угленосные отложения почти у самого водораздела Терской-алатау (в верховьях Карагамана, к западу от территории описываемого листа) по своему возрасту ни в какой мере не могут быть отнесены к юре (27), в чем также можно видеть косвенное подтверждение концепции Кейделя.

---

[1] С. С. Шульц. К стратиграфии и тектонике Кетменского хребта. Труды Всесоюзного Геолого-разведочного объединения. 1933, вып. 322.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

П. А. Грюше

Над угленосными юрскими отложениями в Иссык-кульском бассейне расположены мощные толщи грубых красноцветных конгломератов, покрытых в свою очередь песчано-глинисто-мергелистой толщей с содержанием соли и гипса.

В работах по Тянь-шаню первых русских геологов И. В. Мушкетова и К. И. Аргентова, эти свиты получили название «буамской» и «соленосной» и им приписывается третичный и, даже более определенно, неогеновый возраст (3, 6 и 59, т. II).

Немецкие геологи начала XX столетия ввели термины «ханхайской» и «гобийской» свиты. Относительно этого Д. В. Наливкин пишет: «только в последних работах Леукса (1916 г.) и Мерцбахера (1916 г.) эти термины получили более определенные границы. Леукс предложил называть ханхайскими только третичные континентальные отложения, а Мерцбахер — строго разграничивает в них две свиты: нижнюю — ханхайскую и верхнюю — гобийскую. Ханхайская является образованием водных бассейнов, а гобийская — пустыни.

Если связать разграничение этих двух свит с несогласным залеганием, то тогда ханхайская свита будет соответствовать нарынской соленосной, а гобийская — неогеновой песчано-глинистой» (60).

При такой параллелизации ни один из этих терминов не будет включать в себя мощных красноцветных конгломератов, подстилающих нарынскую соленосную свиту, т. е. буамскую свиту И. В. Мушкетова. Между тем в работах тех же немецких геологов эти красноцветные конгломераты часто также причисляются к низам ханхайской свиты. Все это указывает на крайнюю неопределенность и неудобство пользования этими терминами, что заставило Д. В. Наливкина высказаться против их употребления.

Поэтому в настоящей работе они также не будут употребляться и мы будем рассматривать в последовательном порядке три свиты:

1) свиту красноцветных конгломератов, часто принимаемую за «меловую»,

2) свиту бурых мергелистых конгломератов, обычно относимую к палеогену,

3) песчано-глинистую мергелистую, неогеновую свиту.

Красноцветные конгломераты

Красноцветные конгломераты развиты в Буамском ущелье и проходят полосой по всему южному берегу Иссык-куля и на геологической карте И. В. Мушкетова и Г. Д. Романовского показаны как третичные отложения (76).

Они чрезвычайно выдаются среди прочих отложений по-

мимо своего яркого кирпично-красного цвета, также и оригинальными формами своего выветривания, придающими их обнажениям сходство с многоэтажными зданиями, башнями, пирамидами, замками и проч. в зависимости от фантазии наблюдателя. Это чрезвычайно мощная свита в основном представлена конгломератами, гальки которых состоят из всех пород Терскей-алатау и имеют разную степень окатанности. Цемент также разнообразен: преобладает глинистый, часто переходящий в железистый, известковый и, ближе к верхам свиты, гипсовый. Специальному петрографическому изучению свита не подвергалась, но в одном шлифе из нее, изготовленном П. А. Грюше в целях проверки аркозового характера песчанистой породы ее низов, в цементе был обнаружен флюорит (27).

В ряде мест южного берега Иссык-куля можно наблюдать, что красноцветные конгломераты налегают на гранит, имея в основании аркозы; один из примеров такого налегания и притом как раз в районе Согуты (по саю Кажи) приводит С. С. Шульц, но он при этом указывает, что гранит катаклазирован и этот катаклаз объясняет подвижкой красноцветных отложений по наклонной денудационной поверхности гранита. Приложенная к его работе карточка этого района имеет явную тектоническую линию, отделяющую гранит от красноцветной толщи (101). Но гораздо чаще имеет место притык красноцветных отложений к гранитам; при этом граниты крутой стеной возвышаются над прислоненными к ним сравнительно полого падающими конгломератами. Такие соотношения описаны П. А. Грюше для Тосора, для водораздела между Джуукой и Кызыл-су, а в пределах описываемого листа — для верховий Ирдыка; во всех случаях в контакте гранит всегда оказывается катаклазированным (22, 23, 27). Все это заставляет признать крупные дислокации, происшедшие после отложения красноцветных конгломератов, дислокации, очевидно связанные с молодым подъемом Терскей-алатау и, возможно, образованием или дальнейшим углублением Иссык-кульской впадины. За счет этих дислокаций на всем южном берегу Иссык-куля красноцветные отложения и перешли в состояние тектонического контакта с палеозоем, на котором когда-то они отлагались нормально. И столь крупное тектоническое явление, естественно, не шло по одной геометрической линии, а представляло собой ряд последовательных подвижек, притом не везде одинаково проявившихся.

Рассмотрение мощностей красноцветных конгломератов говорит за возрастание их с запада на восток. Так, в западной части Иссык-кульского бассейна по данным Е. С. Рыбниковой мощность составляет 200 *м*.[1] В районе Сугуты по данным Т. А. Сикстель, мощность колеблется от 470 до 1150 *м*. В преде-

[1] Предварительный отчет о геологической съемке и поисковых на угол работах, произведенных западно-иссык-кульской геолого-поисковой партией Ср.-аз. секции Ин-та Геологич. карты. 1930 г.

лах же описываемого листа П. А. Грюнс (27) для района Джетыогуза принимает ее более, чем в 1000 *м*, а Т. А. Сикстель для Джергалана — в пределах от 1400 до 1800 *м* (91). В связи с только что разобранными тектоническими соотношениями этой свиты с палеозойским массивом Терскей-алатау эти изменения мощностей следует прежде всего объяснить тектоническими причинами.

Генезис конгломератов и песчаников красноцветных толщ по словам Д. В. Наливкина «еще менее ясен, чем у угленосной свиты» (юрской угленосной свиты). Но все же он их определенно относит к континентальным отложениям, связанным с сухим, пустынным климатом, сменившим собой умеренно-влажный климат юры; последнее обстоятельство повело к появлению красной окраски, к исчезновению глин, мергелей и известняков, связанных с исчезновением пресноводных бассейнов, а также и к исчезновению флоры (60).

И. В. Мушкетов приписывал этим, по его терминологии, «буамским» конгломератам морское происхождение и третичный, даже верхнетретичный возраст (69, т. II). Фридрихсен, наоборот, придает им субъаэральное происхождение и трактует их как осыпи склонов. Последнее не может быть принято, так как трудно допустить выдержанность в осыпях пластообразного строения на протяжении около 200 *км*, а также и потому, что тектонический характер складок в этих отложениях теперь не может подлежать сомнению. Т. А. Сикстель считает, что низы конгломератов образовались в водном бассейне и только верхам приписывает континентальное происхождение. В своей работе она указывает на то, что низы красноцветных конгломератов хорошо выдерживают мощность 110—115 *м*, тогда как их верхи дают варирующие цифры от 300 до 900 *м*, что ею объясняется, как результат непостоянства отложений и размыва. При этом она, как и другие работники иссык-кульских угольных партий Среднеазиатского треста, принимает возраст этих отложений за меловой (90, 91). Оставляя в стороне трактовку возраста этих отложений немецкими геологами, в частности Кейделем (126), допустившим явное смешение их с среднекарбоновой глинисто-мергелистой гипсоносной толщей, трактовку имеющую в настоящее время только исторический интерес, остановимся на работе группы Н. Г. Кассина.

Н. Г. Кассин, исходя из того, что красноцветные конгломераты «как будто согласно» налегают на юру и согласно перекрыты фаунистически охарактеризованными третичными отложениями, считает, что возраст их «будет вероятно меловым». При этом он также имеет в виду их аналогию с отложениями красных конгломератов Ферганы, заведомо нижнемеловыми, ибо они перекрыты морскими сеноманскими осадками. Но все же в легенде карты он после символа Cr ставит знак вопроса — Cr (?) (37).

В 1926 г. геологом А. П. Кириковым в Центральный Геологический Музей была доставлена черепаха, найденная на Джету-

огуле преподавателем Каракольской школы. А. П. Кириков подробно описывает место находки, и из его описания ясно, что находка относится к низам красноцветной свиты (41). П. А. Гроше после тщательного изучения вопроса на месте также не сомневается в том, что местонахождение черепахи коренное. А. Н. Рябинин определил ее как *Stylemys karakolensis* Riab. и, из сопоставления с известными американскими формами, пришел к заключению о безусловно третичном возрасте как самой черепахи, так и вмещающих ее пород; точнее он дает возрастные границы в пределах олигоцена и нижнего миоцена (78).

Из изложенного явствует, что для признания за красноцветными конгломератами бассейна озера Иссык-куля мелового возраста нет в настоящее время никаких фактических данных, и что вся совокупность фактов только подтверждает прозорливость И. В. Мушкетова, относившего их к третичному возрасту. Остается только неясным, почему геологи, продолжающие считать эти отложения за меловые, в своих работах обходят абсолютным молчанием опубликованные в печати уже в 1927 г. работы А. П. Кирикова и А. Н. Рябинина.

Таким образом вопрос о возрасте красноцветных конгломератов получил ясность: дело будущего — уточнить эти, пока еще очень широкие, возрастные рамки. Вопрос же их генезиса все еще таит в себе много неясного. Правда, теперь эти конгломераты принимаются, повидимому, всеми исследователями за континентальные, но только один Д. В. Наливкин приводит в пользу этого мнения уже упомянутое выше общее соображение. Повидимому, это положение, особенно после находки черепахи, принимается, как не могущее вызвать никаких сомнений и вопросов. Между тем в образце глины из небольшого глинистого прослойка из верхов конгломератовой свиты литологическая лаборатория ЦНИГРИ обнаружила неопределимые глобигерины — факт остающийся пока совершенно непонятным (27). Базировать какие-либо заключения на этом факте нельзя, так как нет твердой уверенности в том, что глобигерины не попали в пробу каким-либо случайным путем.

Помимо Иссык-кульского побережья красноцветные отложения широко развиты в районе Тянь-шанских сыртов, но там они, однако, нигде не имеют столь огромных мощностей. Все геологи, работавшие в этих районах по геологической съемке, единодушно приписывают красноцветным отложениям сыртов третичный возраст, но, как правило, основывают свое заключение только на аналогиях, вызываемых их красной окраской.

В ур. Шукюр обрывки красноцветных отложений, лежащие горизонтально на силуре, имеют мощность лишь в несколько десятков метров.

Д. И. Яковлев (105, 108, 110) для района Кавиды описывает красные третичные конгломераты. Они налегают на разные породы и имеют в своем составе главным образом известняковую, сланцевую и песчаниковую гальку; гранитной гальки, как правило, наблюдать не удалось. В верхних частях свиты со под-

чищены слои гравия и зеленоватых светлоокрашенных песков, базальные слои — конгломератовые. Мощность конгломератов разнообразна — максимальная (в долине Каинды) имеет не менее 300—400 *м*. Галька их хорошо окатана, но иногда бывает и угловатая; цемент песчано-мергелистый. В своей нижней части конгломератовая свита имеет красную окраску, которая в верхней части сменяется темнобурой.

На северных склонах Сары-джасского хребта и на сыртах конгломераты составляют только базальную часть разреза и имеют мощность всего в несколько десятков метров, выше же преимущественно развиты красные пески; общая же мощность третичных пород здесь также вряд ли меньше 300—400 *м*. Свита дислоцирована и образует две синклинали: одну к северу от Сары-джасского хребта, другую — в долине р. Каинды; обе они по краям оборваны ступенчатыми сбросами.

Итак, третичные отложения, в противоположность юрским, имеют развитие как в пределах Иссык-кульской депрессии, так и в высокогорной части описываемого листа. Кроме того по данным Д. И. Яковлева они в противоположность палеозойским однотипны как к северу, так и к югу от Сары-джасского хребта, т. е. среди них не прослеживаются характерные для палеогена деления на разрезы «южного и северного типа».

Бурые мергелистые конгломераты

Описанные красноцветные третичные конгломераты в верхней своей части по свидетельству всех исследователей совершенно незаметно переходят в желто-бурые конгломератово-мергелистые породы. Они отличаются от описанных конгломератов только окраской.

Т. А. Сикстель[1] для района Согуты также насчитывает мощность желто-бурых конгломератов и песчаников с маломощными пропластками известняков, покрывающих красноцветные конгломераты, в 400 *м*. Эту свиту она, как, повидимому, и другие работники Среднеазиатского треста, называет «нижней» свитой третичных отложений. Очевидно это название имеет чисто локальное значение и потому вряд ли можно делать вывод, что автор укладывает ее в границы палеогена.

И. И. Мельников, сотрудник группы Н. Г. Кассина (37), указывает также на незаметный переход от красноцветных конгломератов к свите «серовато-розовых мелких конгломератов», составляющих главное поле третичных отложений изученного им района. Выше их идут глинисто-мергелистые породы гор Орточер, которые И. И. Мельников рассматривает, как фациальную разность «серовато-розовых» конгломератов, объясняя различие фаций только разным расстоянием области их отложения от берегов. С таким объяснением И. И. Мельникова нельзя в настоящее время согласиться: «серовато-розовые» конгломераты

[1] Т. А. Сикстель. К геологии Согутинского месторождения каменного угля. Материалы по геологии угольных месторождений Ср. Азии, 1934.

его главного поля, как указано, следует сопоставлять с «нижней» свитой третичных отложений Т. А. Сикстель, а фация Оргочера будет соответствовать «верхней», третичной свите Т. А. Сикстель. И. И. Мельников не дает мощности для своих свит, но, по мнению П. А. Грюше, мощность его «серовато-розовых» конгломератов (= «буроватые» конгломераты и песчаники П. А. Грюше) превышает 1500 *м* (27).

Для восточной оконечности Иссык-кульского бассейна Т. А. Сикстель (91) насчитывает от 1400 до 1800 *м* красноцветных «меловых» отложений, выше которых лежит большой мощности третичная свита, «мало изученная». Зная эти действительно мало изученные отложения, мы утверждаем, что в составе их безусловно принимают участие буроватые конгломераты, которые действительно по мере движения на восток постепенно утрачивают свою типично-бурую окраску, сменяя ее на серовато-розовую. Здесь на Джергалане их уже трудно назвать бурыми.

Все перечисленные отложения «желто-бурых», «буроватых» и «серовато-розовых» конгломератов и песчаников немые, но все исследователи их относят к третичным отложениям; на карте Н. Г. Кассина (37) они отнесены к палеогену (свита Д).

Решить вопрос нет возможности вне связи с подлежащей толщей красноцветных конгломератов. Мы уже видели, что черепаха, послужившая основанием для определения возраста последних, найдена в их нижней части. Следовательно, если принять, что низы красноцветных конгломератов отлагались в олигоцене, то можно еще допустить, что в олигоцене же отлагалась и покрывающая черепаху главная масса красноцветных конгломератов, т. е. около 1000 *м* мощности плюс еще эти бурые конгломераты, т. е. еще 1500 *м*, а всего около 2500 *м*. Вполне сравнимую с нашей цифру кластических пород, покрывающих слой, в котором была найдена черепаха, дает А. П. Кириков (41); он указывает 3000 *м*, но при этом не разделяет конгломераты на красные и бурые. Нам кажется, что рациональнее при такой постановке вопроса отнести к олигоцену только верхи красноцветной толщи и считать, что отложение «бурых» свит происходило уже в неогене. При такой трактовке «бурые» свиты принимают условно-неогеновый возраст.

Но возможно и другое решение вопроса, основанное на допущении нижнемиоценового возраста пластов, содержащих черепаху. Тогда не только бурые, но и красноцветные конгломераты получают вполне определенный неогеновый возраст. Но (это будет видно ниже) при таком решении вопроса в пределах миоцена придется уложить более чем 1500 *м* мощности однородных по существу конгломератов и резко отличную от них выше лежащую мергелисто-глинистую свиту с растительными остатками.

Ничего невероятного, конечно, в этом нет, но только следует помнить, что это лишь одно из возможных решений. Фактический же материал дает только полное основание кра-

ноцветные и бурые конгломераты, как две толщи однородные по существу и в основном отличающиеся только своими окрасками, рассматривать как результат единого физико-географического процесса, повидимому протекавшего в условиях пустынного климата и по своему времени соответствовавшего в основном олицогену. Возможно, что этот процесс начался в конце эоцена, как то полагает А. П. Кириков (41), но еще более вероятно, что он продолжался также и в начале миоцена. Вопрос о тектонических взаимоотношениях в пределах этой мощной свиты олигоцен-миоценовых конгломератов, в частности вопрос о согласии или несогласии бурых и красноцветных конгломератов, остается пока еще недостаточно выясненным; скорее следует ожидать, что этот вопрос разрешится в сторону несогласия. Но это допускаемое несогласие вряд ли даст основание для разделения свиты в возрастном отношении.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

П. А. Грюше

Выше описанных олигоцен-миоценовых конгломератов и песчаников лежат пестроцветные глинисто-мергелистые толщи, с содержанием гипса и соли; они кое-где содержат остатки флоры и фауны, позволяющие определить их возраст.

Сотрудник группы Н. Г. Кассина, Л. З. Лемперт, для района Согуты описывает свиту песчаников, сланцев, мергелей, светло-серых и пестрых глин с пропластками известняков и с верхами, увенчанными конгломератами; в средней, преимущественно песчанистой части этой толщи найдены *Planorbis* и *Limnaeus*; автор, к сожалению, не приводит колонки этой свиты, в которой он насчитывает около 100 слоев, не дает также ее мощности, но зато определенно приравнивает ее «пестроцветной» свите, развитой в Нарынском районе и изученной К. И. Аргентовым, и приписывает ей третичный возраст (37).

Очевидно эта свита, состоящая из известковистых песчаников, переходящих в известняки, мергелей и глин в районе Согуты Т. А. Сикстель принимает за «верхнюю» третичную, основанием чему служит найденная в ней флора: *Planera* (*Zelkova*) *ungeri* Ett., *Populus balsamoides* Goepp., *Salix varians* Goepp., *Phragmites* sp. Флора — миоценовая. Мощность отложений 200—250 *м*.

Этой свите, очевидно, будет соответствовать оргочерская фация третичных отложений Н. Н. Мельникова, которая также состоит из песчаников, желтовато-зеленых, иногда красноватых мергелей, имеет солоноватые пятна, а внизу так же, как и на Согуты, связана постепенным переходом с бурыми верхами олигоцен-миоценовых конгломератов и песчаников. Органических остатков здесь не найдено (37). Наконец в восточной окраине Иссык-кульского бассейна Т. А. Сикстель относит к тре-

тичному возрасту большой мощности, но еще мало изученную свиту, в которой по логу Кизляр (на р. Джаргалане) обнаружены серые глины с растительными остатками (91). Хотя растительные остатки еще не определены, но вернее всего они также подтвердят неогеновый возраст свиты.

Еще восточнее, уже вне пределов Иссык-кульского бассейна, на р. Каркаре в горах Чуль-адыр также выходят сильно дислоцированные неогеновые породы. Они были известны уже И. В. Мушкетову, который указывал на их сходство как с соленосными породами Нарынского района, так и с породами гор Оргочер (59, т. II).

Кейделем в них была найдена фауна *Limnaeus merzbacheri* Schl., *Planorbis* (*Gyraulus*) *keideli* Schl., *Pl.* (*Gyraulus*) *karkarensis* Schl., характеризующая их как плиоцен.

П. А. Грюше указывает, что им в горах Чуль-адыр также была собрана фауна из разных горизонтов свиты, причем никакого различия по горизонтам в ней подметить было нельзя, плохая сохранность фауны не дала возможности определить видовые названия, но по мнению многих специалистов общий вид ее неогеновый. Состав свиты песчано-мергелистый, ближе к ее верхам появляются пропластки гипса и штоки глауберовой соли и мирабилита, в связи с чем горы Чуль-адыр на площади 100 *км*² изъязвлены карстовыми воронками (*24*).

С. С. Ларк (52) эту развитую в Чуль-адыре свиту называет «каркаринской» и приписывает ей мощность более чем в 2000 *м*. Ее он синхронизирует с другой подобной же свитой, развитой к юго-востоку от Чуль-адыра, которую он, ссылаясь на С. С. Шульца, называет «текесской». В «текесской» свите С. С. Шульцем была найдена плиоценовая фауна, определенная М. П. Сукачевой: *Limnaea auricularia* Drup., *L. periger* Mu- *Valvata pescinalis* Mul., *Limnaea* sp. cf. *socialis* Schubb., *Bythinia gracilis* Saub.

Мощность «текесской» свиты около 800 *м*. Из описания С. С. Ларка явствует, что «каркаринская» свита отличается от «текесской» главным образом тем, что в верхах «каркаринской» свиты имеются гипсоносные и соленосные фации, которых нет в «текесской». Так как С. С. Шульц (92) считает, что мергелистые слои Текеса, в которых им была найдена перечисленная фауна, вполне аналогичны свите Чуль-адыра, это дает еще одно основание согласиться с С. С. Ларком о синхронности этих свит. Возможно, что на Чуль-адыре обнажается полный 2000-метровый разрез, тогда как «текесская» свита с ее видимой мощностью в 800 *м* соответствует лишь не содержащим гипса и солей низам Чуль-адыра.

Во всяком случае вся сумма палеонтологических данных дает полное основание относить эти соленосные песчано-мергелистые свиты к более молодому возрасту третичного периода, чем охарактеризованные флорой глинисто-мергелистые миоценовые породы Иссык-кульского бассейна. К этим молодым плиоценовым свитам следует причислить также и верхи глинисто-

за западной границей описываемого нами листа, где она слагается грубым песчано-гравийным аркозовым материалом.[1]

Аллювиальные и пролювиальные отложения в пределах описываемой нами территории показаны на карте В. В. Шумова в виде двух полос, окаймляющих северный и южный края Иссык-кульской впадины вдоль подошв Кунгей- и Терскей-алатау. Они образованы очевидно выносами горных рек и потоков. Особо выделяются В. В. Шумовым древние покровные галечники флювиогляциального происхождения, плащеобразно покрывающие размытую поверхность третичных отложений, слагающих предгорные «прилавки» хр. Терскей-алатау. Галька, образующая эти отложения, представлена кристаллическими породами, местами она сцементирована в конгломерат. Мощность этих галечников в Иссык-кульской впадине, по указанию В. В. Шумова, изменчива и достигает 30—35 *м*.

Подобного же типа галечники, которым Н. Г. Кассин (38) приписывал в свое время неогеновый возраст, широко распространены и восточнее в пределах Каркаринской впадины, где они покрывают огромную площадь северных и восточных предгорий Терскей- и Кунгей-алатау. Флювиально-гляциальный генезис и четвертичный возраст их были впервые обоснованы еще В. В. Резниченко,[2] производившим исследования в пределах соседней юго-восточной четверти листа.

Н. А. Беляевский дает следующий схематический разрез этих образований для р. Каркары близ гор Чуль-адыр.

1) Гумусовый горизонт 0,2—0,6 *м*.

2) Лёссовые и лёссовидные суглинки светлосерой окраски до 1,5 *м*.

3) Конгломерат, вполне тождественный по составу гальки с современными пойменными отложениями р. Каркары. Среди его гальки очень характерна галька красного среднекаменноугольного песчаника, принесенная с северных склонов Терскей-алатау. Мощность конгломератов не более 20 *м*.

4) Серая грубая песчанистая глина, несогласно покрывающая дислоцированные неогеновые отложения.

Северо-западнее в районе р. Мерке галечный материал только что описанного разреза заменяется гальками пород, слагающих хр. Кунгей-алатау.

Из приведенного выше разреза видно, что описанные галечники покрываются маломощными лёссовидными суглинками. Последние сплошь покрывают предгорья, отсутствуя лишь по речным долинам. По возрасту они древнее послеледниковых и современных аллювиальных отложений, которые их прикрывают (26).

---

[1] В одной из верхних террас на Джаргалане В. В. Шумовым в 1929 г. были найдены зубы *Rhinoceros tichorhinus* Fisch.

[2] В. В. Резниченко. Оледенения на севере хр. Хан-Тенгри. Труды 3-го Всесоюзного Съезда геологов 20—26 сентября 1928 г.; вып. 2. Ташкент. 1930, стр. 391—411.

Древние ледниковые отложения или во всяком случае следы ледниковой деятельности развиты во всей горной части описываемой территории. В Кунгей-алатау, по наблюдениям П. А. Грюше и П. А. Беляевского (21, 26), они представлены экзарационными формами рельефа, а также моренными отложениями, наблюдающимися в верховьях речных долин выше уровня 3000 *м*.

Следы ледниковой деятельности и остатки морен наблюдались при этом почти исключительно лишь в области северного склона Кунгей-алатау. На южном склоне они констатированы П. А. Грюше лишь для долины рр. Куруманды и Талды-су (21). Моренные образования представлены как основной мореной, так и остатками конечных и береговых морен. Последние нередко подпруживают небольшие озера (рр. Чонташ, Кень-су, Талды булак, Куруманды и др.), стекающие с северного склона хр. Кунгей-алатау.

Вниз по долинам морены, по указанию Н. А. Беляевского (26), приобретают перемытый характер и переходят во флювиогляциальные отложения. Последние образуют слабо сохранившиеся невысокие террасы, переходящие, в свою очередь, далее вниз по течению в обычные древнеаллювиальные. Наиболее отчетливо флювиогляциальные террасы наблюдались в верховьях р. Кень-су.

В южной высокогорной части описываемой территории следы древних ледниковых процессов имеют гораздо большее развитие. Ледниковые отложения встречаются здесь на различных гипсометрических уровнях, фиксирующих отдельные этапы геоморфологической истории данной части Центрального Тянь-шаня. Самым низким из этих уровней является верхняя древняя троговая часть современных долин, еще не захваченная новейшим циклом глубинной эрозии. Остатки основных и конечных морен находятся здесь, однако, далеко не часто. Наблюдения над их распространением, а также над протяжением самих троговых участков все же отчетливо говорят о былом значительном распространении ледников, отступивших в настоящее время к верховьям долин. Ярким примером этого является долина Иныльчека, где древние конечноморенные накопления развиты в самой нижней части долины у впадения Иныльчека в Сары-джас. Эти морены, однако, еще не фиксируют максимального распространения Иныльчекского ледника. Последний распространялся, повидимому, за южную границу нашей карты до устья рр. Каинды и Уч-куля, где сохранились принесенные им крупные валуны. По мнению Д. И. Яковлева, конечным образованием древнего Иныльчекского ледника является здесь ригель близ устья р. Уч-куля, покрытый небольшими моренными лоскутами (109). Ледник Каинды спускался почти до устья р. Байш, где в районе показанного на нашей карте выхода габбродиорита заканчивается троговый участок Каиндинской долины и сохранились следы конечной морены.

Следы древних ледниковых процессов на более высоких

за западной границей описываемого нами листа, где она слагается грубым песчано-гравийным аркозовым материалом.[1]

Аллювиальные и пролювиальные отложения в пределах описываемой нами территории показаны на карте В. В. Шумова в виде двух полос, окаймляющих северный и южный края Иссык-кульской впадины вдоль подошв Кунгей- и Терскей-алатау. Они образованы очевидно выносами горных рек и потоков. Особо выделяются В. В. Шумовым древние покровные галечники флювиогляциального происхождения, плащеобразно покрывающие размытую поверхность третичных отложений, слагающих предгорные «прилавки» хр. Терскей-алатау. Галька, образующая эти отложения, представлена кристаллическими породами, местами она сцементирована в конгломерат. Мощность этих галечников в Иссык-кульской впадине, по указанию В. В. Шумова, изменчива и достигает 30—35 *м*.

Подобного же типа галечники, которым Н. Г. Кассин (38) приписывал в свое время неогеновый возраст, широко распространены и восточнее в пределах Каркаринской впадины, где они покрывают огромную площадь северных и восточных предгорий Терскей- и Кунгей-алатау. Флювиально-гляциальный генезис и четвертичный возраст их были впервые обоснованы еще В. В. Резниченко,[2] производившим исследования в пределах соседней юго-восточной четверти листа.

Н. А. Беляевский дает следующий схематический разрез этих образований для р. Каркары близ гор Чуль-адыр.

1) Гумусовый горизонт 0,2—0,6 *м*.

2) Лёссовые и лёссовидные суглинки светлосерой окраски до 1,5 *м*.

3) Конгломерат, вполне тождественный по составу гальки с современными пойменными отложениями р. Каркары. Среди его гальки очень характерна галька красного среднекаменноугольного песчаника, принесенная с северных склонов Терскей-алатау. Мощность конгломератов не более 20 *м*.

4) Серая грубая песчанистая глина, несогласно покрывающая дислоцированные неогеновые отложения.

Северо-западнее в районе р. Мерке галечный материал только что описанного разреза заменяется гальками пород, слагающих хр. Кунгей-алатау.

Из приведенного выше разреза видно, что описанные галечники покрываются маломощными лёссовидными суглинками. Последние сплошь покрывают предгорья, отсутствуя лишь по речным долинам. По возрасту они древнее послеледниковых и современных аллювиальных отложений, которые их прикрывают (26).

---

[1] В одной из верхних террас на Джаргалане В. В. Шумовым в 1929 г. были найдены зубы *Rhinoceros tichorhinus* Fisch.

[2] В. В. Резниченко. Оледенения на севере хр. Хан-Тенгри. Труды 3-го Всесоюзного Съезда геологов 20—26 сентября 1928 г., вып. 2. Ташкент. 1930, стр. 391—411.

Древние ледниковые отложения или во всяком случае следы ледниковой деятельности развиты во всей горной части описываемой территории. В Кунгей-алатау, по наблюдениям П. А. Грюше и П. А. Беляевского (21, 26), они представлены экзарационными формами рельефа, а также моренными отложениями, наблюдающимися в верховьях речных долин выше уровня 3000 *м*.

Следы ледниковой деятельности и остатки морен наблюдались при этом почти исключительно лишь в области северного склона Кунгей-алатау. На южном склоне они констатированы П. А. Грюше лишь для долины рр. Куруманды и Талды-су (21). Моренные образования представлены как основной мореной, так и остатками конечных и береговых морен. Последние нередко подпруживают небольшие озера (рр. Чонташ, Кень-су, Талды булак, Куруманды и др.), стекающие с северного склона хр. Кунгей-алатау.

Вниз по долинам морены, по указанию Н. А. Беляевского (26), приобретают перемытый характер и переходят во флювиогляциальные отложения. Последние образуют слабо сохранившиеся невысокие террасы, переходящие, в свою очередь, далее вниз по течению в обычные древнеаллювиальные. Наиболее отчетливо флювиогляциальные террасы наблюдались в верховьях р. Кень-су.

В южной высокогорной части описываемой территории следы древних ледниковых процессов имеют гораздо большее развитие. Ледниковые отложения встречаются здесь на различных гипсометрических уровнях, фиксирующих отдельные этапы геоморфологической истории данной части Центрального Тянь-шаня. Самым низким из этих уровней является верхняя древняя троговая часть современных долин, еще не захваченная новейшим циклом глубинной эрозии. Остатки основных и конечных морен находятся здесь, однако, далеко не часто. Наблюдения над их распространением, а также над протяжением самих троговых участков все же отчетливо говорят о былом значительном распространении ледников, отступивших в настоящее время к верховьям долин. Ярким примером этого является долина Иныльчека, где древние конечноморенные накопления развиты в самой нижней части долины у впадения Иныльчека в Сары-джас. Эти морены, однако, еще не фиксируют максимального распространения Иныльчекского ледника. Последний распространялся, повидимому, за южную границу нашей карты до устья рр. Каинды и Уч-куля, где сохранились принесенные им крупные валуны. По мнению Д. И. Яковлева, конечным образованием древнего Иныльчекского ледника является здесь ригель близ устья р. Уч-куля, покрытый небольшими моренными лоскутами (109). Ледник Каинды спускался почти до устья р. Байш, где в районе показанного на нашей карте выхода габбродиорита заканчивается троговый участок Каиндинской долины и сохранились следы конечной морены.

Следы древних ледниковых процессов на более высоких

уровнях представлены в долине Иныльчека, по наблюдениям Д. И. Яковлева, тремя древними боковыми моренами, связанными с определенными древними террасами, сопровождающимися троговыми заплечьями. Нижняя из этих террас подымается в верхней, по течению, части долины на высоту до 50 *м* над уровнем Иныльчека, а в нижней уходит под современные флювиогляциальные и аллювиальные отложения. Средняя терраса, также с остатками морены, расположена на высоте 300 *м*, а верхняя — на высоте 660 *м* над уровнем р. Иныльчека (108, 110).

В верховьях р. Сары-джаса, за восточной рамкой листа нашей карты у пер. Кашка-тор и по р. Джаак, кроме плоской верхней денудационной поверхности Терской-алатау, С. С. Шульцем отмечены следы трех циклов эрозии, из которых наиболее молодой представлен современной долиной Сары-джаса. Формы рельефа всех трех циклов несут ясные следы бывшего оледенения (101, стр. 109—110).

Все эти данные, по мнению Д. Н. Тарасова и Д. И. Яковлева, говорят за то, что количество древних оледенений было, во всяком случае, не менее двух, что в общем согласуется со взглядами других исследователей (28, 35, 38, 58, 72, 141). С. С. Шульц считает многократность оледенений для Тянь-шаня твердо не доказанной, основываясь, в частности, на своих наблюдениях в районе р. Сары-чат в хр. Терской-алатау, где современные ледники связаны с денудационными поверхностями различного возраста (101, стр. 92).

Что касается распространения в южной высокогорной части листа древних флювиогляциальных отложений, представленных обычно галечниками, то они так же как и морены приурочены к троговым участкам речных долин и встречаются, кроме того, участками на древних террасах.

Особо следует отметить древние озерно-гляциальные отложения, широко развитые, по наблюдениям Д. И. Яковлева, у устья р. Иныльчека и в нижней части долины последнего. Эти отложения представлены светлосерыми, слегка голубоватыми тонкозернистыми глинистыми песками. Пески эти сами по себе хорошо отсортированы, но во всей толще их рассеяны отдельные валуны, иногда очень крупные. Мощность этих отложений до 75 *м*. Залегание их в общем спокойное, но все же среди них часто наблюдаются крутые наклоны пластов, мелкие своеобразные складки и, иногда, разрывы. На правом берегу Иныльчека в районе р. Тез наблюдалось флексурообразное измятие этих отложений. Все эти нарушения имеют, очевидно, экзогенный характер. Одной из возможных причин этих нарушений могло быть вытаивание погребенных ледяных масс, вызвавшее оседание провалов и оползней в покрывающих их озерно-гляциальных осадках (108, 110).

Глава V

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

При описании интрузивных пород, выходящих в пределах юго-западной четверти листа К-44-А, нам представляется наиболее целесообразным придерживаться их регионального распространения в отдельных горных хребтах.

Сары-джасский хр. и хр. Куйлю-тау

Досилурийские интрузии осевой части Сары-джасского хребта и восточной оконечности хр. Куйлю-тау представлены аляскитовыми розовыми щелочными гранитами, гранит-аплитами и сиенит-аплитами. Они инъецируют древнейшие осадочные свиты с образованием мигматитовых гнейсов; нижний силур лежит на них трансгрессивно.

Структура этих пород варьирует от гипидиоморфно-зернистой до аллотриоморфной, причем часто преобладает последняя.

Кварц прозрачный, раздробленный всегда с волнистым угасанием. Микроклин в виде перемятых и изломанных крупных зерен с резко выраженной решетчатой двойниковой структурой. Плагиоклаз кислый, чаще альбит, реже альбит-олигоклаз, обычно серицитизированный и разбит трещинками. Полисинтетические двойники нередко смещены относительно друг друга и изогнуты.

Нередко микроклин прорастает плагиоклаз, образуя антипертит. В микроклине наблюдаются в виде пойкилитовых вростков зерна кварца. Трещинки разлома выполнены серицитом.

В некоторых гранитах кварц непрозрачный, мутный с волнистым угасанием, раздробленный трещинками. Калиевый полевой шпат пертитизирован. Олигоклаз преобладает над альбитом и часто в нем наблюдается перемежающаяся зональность.

Из вторичных минералов присутствуют серицит, чешуйки мусковита, бурый железняк и ничтожное количество кальцита. Иногда можно наблюдать в породе значительное количество мирмекита. Особенно характерны мирмекитовые образования для более щелочных отщеплений этой гранитной интрузии — для сиенит-аплитов. Последние отличаются панидиоморфно-зернистой структурой и минералогическим составом из кварца, микроклина и щелочного плагиоклаз-альбита. Порода лейкокра-

товая, без темноцветных компонентов, с содержанием редких чешуек мусковита и хлорита. Микроклин, как правило, оторочен каемками из мирмекита. Отдельные червеобразные образования мирмекита разбросаны по всей породе.

В ничтожных количествах в породе находится сидерит в форме правильных ромбоэдрических разрезов.

Общий характер этой интрузии — щелочной.

Граниты южного подножья Сары-джасского хребта. Возраст их определяется на основании наличия интрузивных контактов между ними и толщами силура и герцина. В то же время эти граниты, местами, очень сильно катаклазированы и ближе к Сары-джасу превращаются в гнейсы. Подобных изменений в породах, относимых к поздневарисцийским интрузивам, нигде не наблюдалось. Поэтому их прямо синхронизировать с другими послекаледонскими гранитами не представляется возможным и их необходимо рассматривать обособленно.

Граниты эти протягиваются узкой непрерывной, расширяющейся к западу, полосой по южному подножью Сары-джасского хребта, слагая собою северный склон долины р. Инышчека, и представлены различными фациями. Одни из них мелкозернистые, светлосерые, порфировидные, с идиоморфными фенокристаллами полевых шпатов, представленных как микроклином, так и кислым плагиоклазом, альбит-олигоклазом. В мелкозернистой гипидиоморфной основной массе находится много зерен кварца, микроклина и чешуек мусковита и хлорита. Часто мусковит замещается хлоритом. Плагиоклаз слабо серицитизирован. Другие — среднезернистые желтовато-серые светлые разновидности микроклиновых мусковитовых гранитов. Они обладают гипидиоморфно-зернистой структурой и часто являются значительно катаклазированными. Калиевый полевой шпат (микроклин) и кислый плагиоклаз находятся в породе почти в равных количествах. Кварца не слишком много и он занимает промежутки между другими породообразующими минералами. Наблюдаются включения идиоморфных мелких кристалликов плагиоклаза в микроклине. Плагиоклаз серицитизирован. Слюда представлена мусковитом.

Здесь же были встречены мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты с гипидиоморфной структурой основной массы. Фенокристаллы образованы идиоморфным плагиоклазом (олигоклазом), часто зональны, в ядрах значительно серицитизированы.

Калиевый полевой шпат — микроклин-пертит образует наряду с кварцем ксеноморфные зерна. Биотит темнокоричневого цвета находится в виде многочисленных листочков и чешуек. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит и сфен.

Исходными же породами, дающими все эти многочисленные фациальные разности гранитов, являются яркокрасного цвета катаклазированные грубозернистые аляскитовые микроклин-пертитовые граниты. В основном они сложены крупными зернами микроклин-пертита и раздробленными, местами собранными

в линзовидные скопления, зернышками кварца. Плагиоклаз встречен в этих гранитах в ничтожно малом количестве. Вместо темноцветных компонентов — хлорит.

Гранитные интрузии р. Киндык в Куйлю-тау петрографически близки к варисцийским интрузиям, развитым на юго-восточной четверти листа К-44-А. По внешнему виду отличаются розовато-серым или розовым цветом, среднезернисты, иногда порфировидны, причем фенокристаллы розового микроклина, почти всегда образующего прекрасные двойники по Карлсбадскому закону, достигают 2—2,5 *см* в длину и четко выделяются на общем сером фоне породы. В большинстве же случаев они равномерно зернисты и богаты темноцветными компонентами, преимущественно роговой обманкой, и по своему минералогическому и химическому составу приближаются к кварцевым диоритам.

Биотит-роговообманковые кварцевые диориты по р. Киндык играют доминирующую роль. Они характеризуются гипидиоморфно-зернистой структурой, кварца в них мало, он прозрачен, сильно раздроблен, ксеноморфен и заполняет промежутки между другими породообразующими минералами. Калиевые полевые шпаты, в наиболее основных разностях пород, часто отсутствуют или находятся в очень подчиненном количестве. Обычно бывают значительно пелитизированы и образуют аллотриоморфные зерна. Плагиоклаз отчетливо идиоморфный, сильно серицитизированный. Из темноцветных компонентов присутствуют обыкновенно биотит и обыкновенная роговая обманка. Из вторичных минералов всегда много железистого, сильно плеохроирующего эпидота и хлорита. Из акцессорных — обычно встречаются апатит и сфен. В более кислых разновидностях, наряду с плагиоклазом, находится также микроклин, иногда с хорошо выраженной решетчатой двойниковой структурой, иногда в виде слабо пертитизированных и пелитизированных зерен. Изредка попадаются граниты с обычным составом из кварца, микроклина, олигоклаза и биотита с примесью мелких чешуек мусковита и большим количеством зерен эпидота, ортита, апатита и циркона. Порфировидные граниты микроклиновые, с хлоритизированными темноцветными минералами и громадным количеством акцессорных минералов — эпидота, ортита и сфена. Из рудных минералов в них присутствует титаномагнетит.

Хр. Ишалычский

Граниты. Особое место занимают в описываемом листе граниты Ишалычского хребта. Здесь мы имеем, повидимому, граниты двух возрастов. Основная площадь их распространения занята гранитами серовато-желтоватого цвета, развитыми преимущественно к югу от рамки листа. Нижняя граница времени образования их определяется внедрением в верхнесилурийские — нижнедевонские отложения; верхний менее ясна.

Из в свою очередь прорываются мелкозернистые серые и ро-

зовато-серые граниты, сопровождаемые громадным количеством пегматитовых жил. Эти граниты наряду со своими жилами являются самыми юными интрузивами листа, так как они рвут решительно все геологические структуры палеозоя. Они имеют гипидиоморфно-зернистую, участками микропойкилитовую структуру и являются по преимуществу биотитовыми гранитами. Отдельные разновидности этих гранитов представлены также хлоритизированными биотитовыми мусковитовыми и аплитовидными гранитами. Краевые фации их выражены гранит-порфирами. Главными породообразующими минералами биотитовых гранитов являются: кварц, микроклин-пертит и кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 10—12, судя по симметричному угасанию в зоне 010). Второстепенный минерал — биотит с плеохроичными двориками вокруг включений. Из акцессорных минералов необходимо отметить магнетит и флюорит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом и кварцем, прорастающим микропертит в виде микропойкилитовых образований. Из минералов примесей часто и в значительном количестве находятся циркон и апатит, реже рутил, образующий коленчатые двойники и, наконец, турмалин. Бурый землистый минерал, образующий фиолетовые ореолы в флюорите и бурые в слюде, остался невыясненным.

В гранит-порфирах структура порфировая с микрогранитовой основной массой. Вкрапленники принадлежат кварцу, кислому зональному плагиоклазу и биотиту. Последний плеохроирует от красно-бурого по Np до смоляно-желтого по Ng. Основная масса состоит из зерен микропертита, альбита и кварца. Фенокристаллы резорбированы (разъедены) основной массой. Из акцессоров присутствуют циркон и флюорит.

Наряду с гранит-порфирами находятся здесь своеобразные породы, отличающиеся гранобластической, аллотриоморфнозернистой структурой, с ориентированными в одном направлении породообразующими минералами. Калиевый полевой шпат находится в прорастании с мелкими кристаллами кварца. Чешуйки биотита и хлорита в породе настолько малы и малочисленны, что не играют роли породообразующих компонентов.

Пегматитовые жилы тесно связаны с описываемыми гранитами. Они представлены преимущественно альбитизированными пегматитами, реже турмалиновыми и слюдяными пегматитами и микроскопически описаны петрографом ЦНИГРИ М. И. Иициксоном. Аплитовые жилы встречаются в значительно подчиненном количестве.

Альбитизированные пегматиты не образуют характерных структур и являются настолько крупнозернистыми породами, что уловить под микроскопом структурные их особенности не представляется возможным. В этих крупнозернистых породах, чаще всего сложенных микроклин-пертитом, кварцем и альбитом (1-й генерации), можно наблюдать в промежутках между перечисленными породообразующими минералами скопления свежих двойниковых табличек (в сечении характерные удлиненные

«игольчатые» разрезы) альбита-клевеландита (2-я генерация). С последним ассоциируется литиевая слюда и отчасти кварц. Пегматитовая структура проявляется в редких случаях в форме закономерного прорастания как микроклин-пертита с кварцем, так и микроклин-пертита с литиевой слюдой. Слабое развитие пегматоидных структур находит себе объяснение по данным А. Е. Ферсмана в образовании их в температурном интервале 550—300°, когда для пегматитов этих фаз имеют широкое распространение структуры замещения. Пегматитовые же (эвтектоидные) структуры характерны для более высокотемпературных пегматитов. Поэтому-то для описываемых пегматитов мы и имеем структуры, отражающие процессы замещения и разъединения. Первенствующую роль при этом имеет альбитизация. Кроме заполнения участков между другими минералами, пластинчатый альбит-клевеландит интенсивно замещает ранее выделившиеся полевые шпаты (существенно калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз) и нередко полностью вытесняет их. Значительный интерес представляет также замещение литиевой слюды более низко двупреломляющей слюдой и процесс разъедания и замещения топаза зеленоватой слюдкой типа жильбертита. Мы имеем часто псевдоморфозы слюды и каолинового вещества по топазу. В значительно более слабой степени эти же процессы отражаются на берилле и турмалине. В состав пегматитов входят следующие минералы: микроклин-пертит, альбит, кварц, гранат, литиевая слюда, жильбертит, топаз, титанит, гетротитанит, рутил, эпидот, хлорит, лейкоксен, флюорит, апатит, турмалин, берилл, циркон, карбонат, фосфаты и ксенотим.

Аплиты обладают аплитовой структурой и сложены альбитом, микроклином и кварцем. Из второстепенных минералов в них присутствуют флюорит, биотит и мусковит. Вторичные минералы — хлорит по биотиту и эпидот. Из акцессорных — рудный минерал и турмалин, иногда рутил.

Диориты. Основные дифференциаты этой же гранитной интрузии представлены диоритами и таббродиоритами. Диориты очень выветрелые, в большинстве случаев сильно катаклазированные с реликтовой структурой, о которой можно только догадаться по обломкам сохранившихся минералов.

Плагиоклаз-олигоклаз-андезин и андезин в виде крупных призматических кристаллов с прекрасно выраженной полисинтетической двойниковой структурой более или менее свеж, но разбит на отдельные участки крупными и многочисленными трещинами в результате катаклаза.

Темноцветный компонент — уралитовая роговая обманка — продукт разрушения пироксена — не образует правильных кристаллов, а находится в виде волокнистых агрегатов, разбросанных по всей породе.

Трещинки разлома выполнены пренитом и эпидотом. В самой породе находится большое количество хлорита и серицита.

Габбродиориты отличаются еще более резко выраженной степенью разрушения. Средний и основной плагиоклаз почти це-

ликом превращен в неясную массу соссюрита, пироксен — во вторичную роговую обманку (уралит). Явления катаклаза появляются так же отчетливо, как и у диоритов.

Хр. Терскей-алатау

Интрузивные породы хр. Терскей-алатау чрезвычайно разнообразны как по внешнему облику, так и по химическому и минералогическому составу. Возраст их в большинстве случаев не установлен. Их можно разбить на несколько групп, связанных постепенными переходами от обогащенных фемическими минералами гранитов к гранодиритам, кварцевым диоритам, диоритам и кварцевым монцонитам.

Все они кроме того сопровождаются мелкими гипабиссального и жильного типа телами, либо образующими шлиры и штоки в гранитах, либо прорывающими их в виде даек и жил, более молодых по возрасту.

Биотитовые граниты большей частью серого цвета, среднезернистые, обычно порфировидные или неравномерно-зернистые. Сложены они прозрачным кварцем, белым полевым шпатом и темной зеленовато-бурой слюдой; порфировые выделения принадлежат преимущественно калиевому полевому шпату, но нередко наряду с ним встречается и плагиоклаз.

Основная масса имеет то гипидиоморфно, то аллотриоморфно-зернистую структуру.

Изредка плагиоклазы бывают идиоморфны и образуют правильной формы зональные кристаллы. Чаще же они ксеноморфны и обладают отчетливыми полисинтетическими двойниками. Представлены они олигоклазом и олигоклаз-андезином. Порфировые выделения калиевого полевого шпата никогда не встречаются в виде правильных ограниченных кристаллов, а образуют крупные ксеноморфные зерна. Обычно это микроклин-пертит и реже — микроклин. Иногда вокруг калиевого полевого шпата можно наблюдать овоиды плагиоклаза (олигоклаза). В порфировых включениях щелочно-земельного полевого шпата присутствует большое количество включений и пойкилитовых вростков — плагиоклаза, кварца и чешуек биотита. Минералы, образующие порфировые выделения, более или менее свежи. Изредка зерна плагиоклаза пелитизированы и слабо серицитизированы. Структура большинства гранитов не типичная порфировидная, а ближе напоминает собой неравномерно-зернистую.

Главными породообразующими минералами являются: кварц, микроклин, микроклин-пертит, плагиоклаз и биотит. Кристаллики роговой обманки очень редки.

Кварц либо заполняет промежутки между другими минералами и обладает неправильными, иногда причудливыми формами, либо встречается в виде крупных округлых зерен. Часто находится в закономерном прорастании с микроклин-пертитом, образуя микропегматит.

Кварц всегда раздроблен и обладает волнистым погасанием.

Калиевые полевые шпаты основной массы (микроклина и микроклин-пертита) во всех разновидностях биотитовых гранитов образуют ксеноморфные зерна и отличаются от порфировых выделений лишь величиной своих зерен. В основной массе гранита калиевых полевых шпатов находится меньше чем плагиоклазов. Последние, будучи в большинстве случаев тоже ксеноморфными, часто бывают зональными и обычно имеют полисинтетические двойники.

Иногда в плагиоклазе на границе его с калиевым полевым шпатом наблюдаются мирмекитовые образования.

Биотит образует бурые листочки, разбросанные в основной массе и включенные в виде пойкилитовых вростков в порфировых выделениях полевых шпатов. В нем находится большое количество зерен циркона, апатита и титано-магнетита. Вокруг включений циркона в биотите наблюдаются плеохроичные дворики. Биотит свеж и только изредка слегка хлоритизирован. Изредка наряду с биотитом встречается в ничтожно малом количестве зеленовато-бурая роговая обманка.

Из акцессорных минералов можно отметить помимо упомянутых апатита, циркона и титано-магнетита, сфен и ортит.

В некоторых биотитовых гранитах порфировые выделения микроклин-пертита достигают размеров до 2—3 *см* в длину. В этих порфировидных разностях калиевые полевые шпаты количественно преобладают над плагиоклазами.

Биотит-роговообманковые граниты очень близки к биотитовым гранитам. Они среднезернисты, неравномерно-зернисты, с переходами к типичным порфировидным разностям. Обладают розовато-серым цветом.

Порфировые вкрапленники принадлежат ксеноморфным кристаллам микроклин-пертита.

В связи с увеличением количества плагиоклаза в биотит-роговообманковых гранитах, они постепенно переходят в плагиоклазовые граниты, приближаясь по своему минералогическому и химическому составу к гранодиоритам и очень часто к типичным кварцевым монцонитам.

Гранодиориты. В этих существенно плагиоклазовых породах можно наблюдать гипидиоморфно-зернистую, отчасти пойкилитовую структуру. Плагиоклаз-олигоклаз и андезин всегда сильно серицитизированы и соссюритизированы и образуют идиоморфные кристаллы. Биотит замещается хлоритом и в нем часто наблюдаются линзовидные скопления эпидота.

Роговая обманка значительно хлоритизирована. Кварц, хотя и находится в большом количестве, но всегда занимает промежутки между кристаллами плагиоклаза. Щелочной полевой шпат в этих породах большей частью совсем отсутствует. В некоторых разновидностях порфировидных биотит-роговообманковых-микроклин-пертитовых гранитов обыкновенная роговая обманка заменяется щелочной. Из акцессорных минералов в плагиоклазовых гранитах доминирующую роль играют сфен и ортит. В этих же гранитах встречается в значительном количе-

стве флюорит, минерал пневматолитический. Зерна флюорита включены в основную массу гранита и часто наряду с хлоритом располагаются по трещинкам разлома в породах, подвергшихся катакластическим деформациям.

Пневматолитический метаморфизм гранитных интрузивных тел особенно хорошо выражен в долине р. Джуукучак, где наблюдается образование таких минералов как флюорит, топаз, турмалин и литиевая слюда.

Мы встречаем здесь наиболее характерные типы гранитного пневматолиза — турмалинизацию и грайзенизацию пород.

Щелочные полевые шпаты превращаются в светлую слюду. Кислые плагиоклазы, повидимому, более устойчивые и не так легко поддающиеся разрушающему действию пневматолиза, сохраняются в малоизмененном виде в грейзенизированной породе.

Кварцевые монцониты всегда тесно связаны с гранитной интрузией, являясь их краевой фацией, и иногда образуют в гранитах многочисленные шлиры.

Они обладают темносерым с зеленоватым оттенком цветом и мозаичным строением.

На светлом фоне, сложенном светлыми зернами кварца и белого полевого шпата, незакономерно располагаются мелкие кристаллики роговой обманки. Структура монцонитовая.

Порода сложена очень крупными зернами кварца и микроклина, обладающего характерной решетчатой двойниковой структурой. Оба эти минерала являются переполненными пойкилитовыми врастками и включениями андезина и роговой обманки, в виде идиоморфных кристаллов. Иногда роговая обманка находится в прорастании с биотитом.

Кварц и микроклин — минералы, содержащие включения — чисты и прозрачны.

Плагиоклазы ± андезиты, образующие идиоморфные включения, сильно серицитизированы и встречаются как в виде полисинтетических одвойникованных, так и в виде простых кристаллов. Нередко они зональны. Роговая обманка обыкновенная, свежая, в виде правильно ограненных кристаллов. Биотит самостоятельно не встречается, а только в прорастании с роговой обманкой. Обычно хлоритизирован.

Из акцессорных минералов в породе находится очень большое количество крупных столбчатых кристаллов апатита и зерен циркона, реже сфена. Иногда кварцевые монцониты переходят в гранодиориты и обладают панидиоморфно-зернистой структурой. Можно иногда наблюдать даже в пределах шлифа постепенный переход от пойкилитовых структурных разностей к панидиоморфным.

Включенные в зерна кварца — микроклина кристаллики плагиоклаза постепенно увеличиваются в размерах и, теряя свои резко выраженные идиоморфные очертания, приобретают характер обычных породообразующих минералов, а порода обращается в обычного типа равномерно-зернистое интрузивное образование.

Кварцевые диориты образуют краевые фации гранитных интрузий и не являются обособленными от них телами.

По внешнему виду это зеленовато-серые, темные гнейсовидные породы. Они обладают гипидиоморфно-зернистой структурой и, обычно, гнейсовидной текстурой.

Кварцевые диориты породы биотит-роговообманковые, с преобладанием роговой обманки над биотитом. Часто эти два минерала находятся между собою в срастании.

Кварц выполняет промежутки между другими породообразующими минералами, обладает волнистым угасанием, нередко раздроблен.

Плагиоклаз-андезин серицитизирован, образует идиоморфные таблитчатые или призматические кристаллы. Роговая обманка бурая, обыкновенная, иногда синяя — щелочная, образует прекрасно ограненные многочисленные кристаллы, часто двойники. При наличии биотита роговая обманка находится с ним в срастании. Темноцветные компоненты изредка являются хлоритизированными.

Из акцессорных минералов наиболее характерны включения мелких кристалликов циркона и апатита в роговой обманке и биотите. Вокруг циркона обычно наблюдаются плеохроичные ореолы.

Сфен непременный минерал, достигает крупных размеров и подобно биотиту находится часто в срастании с роговой обманкой.

Из продуктов разрушения породообразующих минералов необходимо отметить пелитовые частицы, серицит и эпидот.

Биотит-роговообманковые и роговообманковые кварцевые диориты гнейсовидного габитуса отличаются от массивных равномерно-зернистых разностей, главным образом, своими структурными особенностями. Все породообразующие минералы ориентируются в одном определенном направлении относительно друг друга. Идиоморфные очертания призматических кристаллов теряют свои четкие и резкие контуры и приобретают несколько зазубренные и волнистые очертания бластического характера. Кварц, как всегда, занимает в этих породах положение промежуточного минерала между другими компонентами, но имеет подобно остальным породообразующим минералам вытянутую форму зерен, обладает облачным погасанием и не является главной, существенной частью породы.

Роговая обманка встречается здесь тоже в виде неправильных таблитчатых образований.

Помимо циркона, апатита и сфена из акцессорных минералов играет большую роль также титаномагнетит, обладающий в большинстве случаев лейкоксеновыми оторочками.

Некоторые разновидности кварцевых диоритов характеризуются наличием биотита, доминирующего над роговой обманкой, и в этих случаях мы имеем не биотит-роговообманковые породы, а роговообманково-биотитовые, очень близкие к описанным выше кварцевым диоритам как по своим структурным,

так и по своим минералогическим признакам. Отличаясь той же гнейсовидной текстурой и сохраняя ту же гранобластическую форму слагающих породу минералов, они приобретают в большинстве своем порфировидный характер.

У более основных представителей кварцевых диоритов биотит почти совсем отсутствует, заменяясь роговой обманкой, а плагиоклазы становятся значительно более основными, варьируя от андезина до лабрадора. Иногда плагиоклазы бывают зональны. Обычно в таких случаях уменьшается содержание кварца и сфен, достигая больших размеров, образует либо хорошо ограненные самостоятельные идиоморфные кристаллы, либо находится в прорастании с роговой обманкой. В таких случаях порода превращается в сфеновый диорит.

Асхистовые породы. Гранит-порфиры — полнокристаллические порфировидные породы, с гранофировой структурой основной массы. Порфировые выделения принадлежат калиевому полевому шпату и кварцу.

Калиевый полевой шпат — микроклин-пертит образует зерна неправильных очертаний, иногда даже скопления — друзы пелитизированных кристаллов. Кварц находится в виде слегка оплавленных и карродированных зерен. Реже в виде фенокристаллов можно встретить кислый плагиоклаз.

Масса, в которую включены перечисленные порфировые выделения, состоит из кварца, пертита, мирмекита, кислого плагиоклаза, чешуек биотита. Кварц, в большинстве случаев, находится в закономерном прорастании с калиевым полевым шпатом, и целые участки породы носят микропегматитовый характер. Обычно же структура микрофельзитовая. Во все эти породы включено большое количество зерен титаномагнетита.

Из минералов примесей присутствуют апатит и циркон.

Микрограниты отличаются от гранит-порфиров отсутствием порфировых выделений. Они имеют тот же минералогический состав, что и гранит-порфиры и представляют собой типичные гранофиры. Микроскопически все эти породы характеризуются светлорозовой окраской и напоминают по своему внешнему виду аплиты и кварцевые порфиры.

Диасхистовые породы. Аплиты — розоватые, белые или желтоватые мелкозернистые породы, обогащенные салическими минералами. Они характеризуются панидиоморфно-зернистой (аплитовой) структурой и состоят из зерен кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Калиевый полевой шпат — микроклин или микроклин-пертит. Плагиоклаз — олигоклаз и альбит-олигоклаз, часто зональный и всегда слабо или значительно пелитизированный. Иногда примешиваются единичные чешуйки биотита или хлорита. Во многих шлифах можно наблюдать большое количество зерен магнетита и мелкие зернышки флюорита.

Пегматиты, подобно аплитам, всегда розоватых оттенков, более или менее крупнозернистые, иногда даже грубозернистые. Большей частью они отличаются пегматитовой структурой, реже

образуют характерные гранофировые прорастания кварца с полевыми шпатами. Еще реже встречаются разности с грубозернистой гранитовой структурой.

Калиевый полевой шпат — криптопертит и микроклин-пертит обычно свеж и находится всегда в закономерном срастании с кварцем. Кислый плагиоклаз — альбит-олигоклаз и олигоклаз находится в породе в подчиненном количестве. Почти всегда слабо серицитизирован и пелитизирован.

Наряду с главными породообразующими минералами — кварцем и полевым шпатом в пегматитах находятся в значительном количестве такие пневматолитические минералы как турмалин, флюорит и мусковит.

Лампрофиры, образующие многочисленные шлиры в гранитах, связаны теснейшим образом с последним и образуют собой меланократовые продукты расщепления последних.

Они отличаются темным зеленовато-серым цветом и обладают голокристаллической структурой, иногда являются порфировидными. Чаще всего они представлены мальхитами.

Последние состоят преимущественно из плагиоклаза и роговой обманки. Кварц, если присутствует, то всегда в незначительном количестве. Калиевый полевой шпат обычно отсутствует, хотя в некоторых разновидностях микроклин встречается в виде мелких зерен в ничтожно малом количестве.

При наличии порфировой структуры и плагиоклаз и роговая обманка образуют вкрапленники. Плагиоклаз мальхитов — средний (андезин), но в очень многих случаях в шлифах находится и более основной — андезин-лабрадор и даже лабрадор. Плагиоклазы образуют изометричные призматические зерна, нередко зубчато-спаянные с мелким агрегатом зерен кварца. Роговая обманка обыкновенная находится в виде многочисленных идиоморфных кристаллов. При наличии биотита оба эти минерала находятся во взаимном прорастании.

Мальхиты всегда очень богаты магнетитом, титано-магнетитом, апатитом и сфеном.

Из вторичных минералов в них присутствуют эпидот и хлорит.

По существу своему все эти лампрофировые породы типа мальхита являются типичными микродиоритами.

Габбропегматиты встречены только в верховьях р. Каракола (долинах Телеты, Уюпюр и Культюр) и стоят несколько особняком. Это оригинальные, своеобразные породы, близкие по составу к диоритам, но отличающиеся от них основностью плагиоклаза и структурой.

Габбропегматиты характеризуются темным зеленовато-серым цветом и типичной для всех образцов отчасти пегматитовой, отчасти пойкилитовой структурой.

Основной плагиоклаз-лабрадор и обыкновенная роговая обманка являются главными породообразующими минералами. Часто они закономерно прорастают друг с другом. Крупные кристаллы темнозеленой роговой обманки достигают в длину

2—3 *см*. Иногда присутствует темная слюда — биотит, всегда находящийся близ роговой обманки и врастающий в нее в виде небольших чешуек.

Моноклинный пироксен — диаллаг, образующий идиоморфные довольно крупные кристаллы, включен в виде пойкилитовых вростков в крупных зернах плагиоклаза и роговой обманки.

Ильменит либо разбросан по всей породе в виде отдельных крупных зерен, либо располагается по трещинам спайности роговой обманки.

Из акцессорных минералов наиболее характерными являются титаномагнетит и сфен.

Иногда габбропегматиты встречаются в выветрелом состоянии. В этом случае порода обогащается большим количеством вторичных минералов, преимущественно продуктами разрушения плагиоклаза, роговой обманки и пироксена. В породе появляются в большом количестве эпидот, хлорит, серицит, соссюрит и уралитовая роговая обманка. Иногда можно наблюдать скаполитизацию лабрадора.

Некоторые образцы габбропегматитов оказались обогащенными сульфидами. Иногда наблюдается также некоторая карбонатизация породы.

Диабазовые жилы представляют собой полнокристаллические зеленоватого цвета породы типичной офитовой структуры.

Плагиоклаз основной — лабрадор, образует крупные идиоморфные кристаллы среди крупных ксеноморфных выделений авгита. В породе находится большое количество крупных кристаллов и зерен титаномагнетита и нередко наблюдается наличие кварца и змеевиково-хлоритового вещества.

Помимо всех описанных нами асхистовых и диасхистовых образований нужно отметить для исследованного района находки кварцевых и кальцитовых жил.

Кварцевые жилы обычно небольшой мощности содержат чешуйки хлорита, зерна эпидота, цоизита, кальцита. Иногда в них находится значительное количество турмалина. Кальцитовые жилы обычного типа.

Граниты, выходящие по р. Каркаре, по своему внешнему виду отличаются интенсивной красной окраской и подчиненным количеством темноцветных компонентов. Красный цвет породы целиком зависит от окраски микроклина, основного минерала, слагающего породу. По своему характеру они являются щелочными породами, резко отличаясь по этому своему признаку от гранодиоритов, интрудирующих сланцы долины р. Конджара.

Кварц, большей частью сильно раздробленный, обладает стеклянным блеском и прозрачностью. В нем отсутствует та молочно-белая окраска, которая является столь характерной для подобных же щелочных древних гранитов, развитых восточнее. Калиевые полевые шпаты — почти исключительно микроклины с прекрасной решетчатой двойниковой структурой. Плагиоклазы находятся в незначительном количестве и представлены наибо-

лее кислыми представителями изоморфного ряда — альбитом и альбит-олигоклазом. Микроклин иногда пертитизирован. Биотит находится в виде мелких зеленоватого цвета листочков.

Хр. Кунгей-алатау

Интрузии восточной части хр. Кунгей-алатау прорывают толщу метаморфических пород, давая интрузивные контакты с образованием роговиков и офикальцитов. На них трансгрессивно залегают нижнекаменноугольные отложения (визе). Представлены они значительно дифференцированными гранитами, в одних случаях приближающимися к гранодиоритам и кварцевым диоритам, в других к наиболее кислым их дериватам — аплитам и гранит-аплитам.

Граниты. В большинстве случаев это биотит-роговообманковые и роговообманковые граниты, микроклиновые, с сильно хлоритизированными темноцветными компонентами. Структура обычно гипидиоморфно-зернистая. Кварц выполняет промежутки между другими породообразующими минералами и образует крупные неправильной формы зерна. Он обладает резким волнистым угасанием, часто бывает раздроблен и пересечен сетью тонких мелких трещинок. В шлифе выделяется от всех других минералов своей относительной прозрачностью. Нередко же бывает в достаточной мере мутен и по трещинкам разлома в нем концентрируется эпидот, кальцит и бурый железняк.

Калиевый полевой шпат — микроклин образует крупные ксеноморфные зерна с отчетливой решетчатой двойниковой структурой, иногда пиритизирован и, как правило, сильно пелитизирован, несвеж и часто раздроблен подобно кварцу. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) резко идиоморфен по отношению к другим составным частям породы. Он сильно пелитизирован и серицитизирован, всегда образует полисинтетические двойники и очень редко бывает зонален. В более кислых разновидностях, отличающихся аллотриоморфной структурой, плагиоклаз образует, подобно калиевому полевому шпату и кварцу, зерна неправильных очертаний.

Биотит встречается только в виде нацело хлоритизированных крупных листочков буровато-зеленого цвета. Из темноцветных компонентов преобладает обыкновенная роговая обманка, зеленая, тоже сильно хлоритизированная. Иногда роговая обманка находится в породе в виде идиоморфных кристаллов, иногда в виде ксеноморфных, превращенных в хлорит зерен.

Из минералов примесей нужно отметить наличие циркона и апатита в виде мелких кристалликов. Чаще всего последние находятся в виде включений в темноцветных компонентах породы и концентрируются близ них. Сфен играет немаловажную роль. В некоторых образцах можно наблюдать многочисленные и крупные ромбоэдрические кристаллы его, достигающие в длину 0,5 *мм*. Из рудных зерен присутствует титаномагнетит. Он образует крупные, оторочennые лейкоксеном зерна. Очень редко, как исключение, попадаются зерна бурого зонального ортита.

Кварцевые диориты приурочены к контактовой зоне с метаморфическими породами, среди которых значительную роль играют амфиболиты и актинолитовые сланцы. Возможно, что более основной состав гранитов и приближение их к диоритовому ряду стоят в связи с ассимиляцией этих пород. На это указывает явно гибридный характер некоторых разновидностей кварцевых диоритов.

Кварцевые диориты — биотит-роговообманковые или роговообманковые, иногда с присутствием пироксена. Структура гипидиоморфно-зернистая. Кварца мало; он чист, прозрачен, без признаков волнистого угасания; заполняет промежутки между другими породообразующими минералами.

Плагиоклаз более или менее основной: от олигоклаз-андезина до андезин-лабрадора. Образует прекрасные полисинтетические двойники. Большей частью зонален. Во внешних зонах прозрачен и чист, в центральной части переполнен продуктами разрушения — серицитом и соссюритом.

Биотит в виде идиоморфных удлиненных листочков светло-коричневого цвета, не хлоритизирован. Включает в себе зерна титаномагнетита и апатита.

Зеленая роговая обманка встречается либо в виде мелких идиоморфных, изредка хлоритизированных кристаллов, либо как вторичная, образующаяся за счет пироксена, находящегося в центре и по краям амфиболитизированного. В некоторых шлифах роговая обманка уралитовая.

Пироксен моноклинный, с явными переходами в периферических частях в роговую обманку.

Аплиты в Кунгей-алатау — светлорозовые мелко- и равномерно-зернистые. Структура их аллотриоморфная. Они, в большинстве случаев, являются контактовой фацией вышеописанной гранитной интрузии и отличаются от родоначальной магмы в направлении увеличения кислотности.

Из породообразующих минералов равноценную роль играют зерна кварца, микроклина и кислого плагиоклаза. Все остальные минералы имеют подчиненное значение. Кварц образует ксеноморфные, часто раздробленные зерна с волнистым угасанием.

Микроклин, немного пелитизированный, отличается неправильными очертаниями отдельных кристаллов.

Плагиоклаз, встречающийся в виде аллотриоморфных пелитизированных зерен, образует полисинтетические двойники. Нередка попадаются мелкие листочки биотита. В некоторых образцах, более свежих и не подвергнувшихся сильным деформациям, помимо главных составных частей породы, встречаются в небольшом количестве магнетит, циркон, апатит. В образцах же сильно катаклазированных аплитов, наряду с перечисленными минералами, встречается, обыкновенно, большое количество вторичных минералов — вторичная роговая обманка (актинолит), уралит, хлорит, эпидот и серицит.

Габбро играют настолько подчиненную роль в строении района и часто так сильно изменены, что достаточно только от-

метить, что они встречены в виде шлиров в краевых фациях и штоков среди диоритов. Они обладают обычной офитовой структурой и состоят из основного плагиоклаза, диопсида и бронзита. Реже встречены оливиновые и уралитовые габбро.

В более западной части Кунгей-алатау К. И. Богданович описывает ортоклазовые биотитовые граниты, местами переходящие в настоящие порфиры, и им противопоставляет микроклин-пертитовые биотит-роговообманковые граниты, не указывая на их возрастные взаимоотношения (12).

На основании материалов Н. Г. Кассина, П. А. Гроше и И. Г. Нужного, все изверженные породы Кунгей-алатау, хотя и группируются, в зависимости от их макро- и микроскопических особенностей, в отдельные комплексы, но считаются производными единой магмы (37).

Глава VI

ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ

Преимущественно допалеозойские движения

Если априори не придерживаться мнения о заведомо докембрийском возрасте гнейсов и связанных с ними интрузий, то возраст допалеозойских движений может быть установлен только наличием несогласного залегания кембрийских отложений на гнейсах, гранитах и сланцах докембрия. В главе «Стратиграфия» было показано, что не только на территории нашего листа, но и в пределах всего восточного Тянь-шаня кембрийских отложений до настоящего времени не установлено. В силу этого мы приводим ряд соображений, заставляющих нас все же, опираясь на ряд косвенных данных, считать допалеозойские проявления тектогенеза на территории описываемого листа если не абсолютно доказанными, то весьма вероятными.

Описанные в главе о стратиграфии гнейсы с подчиненными им мраморами и амфиболитами хребтов Куйлю-тау и Сарыджасского представляют собою единую полосу северо-восточного простирания. Это типичные мигматитовые гнейсы с очковой текстурой; мощность гнейсовой толщи вместе с подчиненными ей мраморами и амфиболитами не менее 1000 *м* [по данным С. С. Ларка она достигает 2000 *м* (51)].

Дислоцированность гнейсов всюду весьма напряженная; они везде стоят почти на головах и не образуют складок. В Куйлю-тау плоскости их сланцеватости круто падают почти на юг при северо-восточном простирании. Для левобережья Сары-джаса Д. И. Яковлев принимает за основное направление дислокационных линий в гнейсах северо-западное, но при этом указывает отдельные случаи их как широтных, так и меридиональных простираний (108, 110).

Гальки гнейсов встречены в базальном конгломерате нижнего силура, а их ксенолиты — в гранитах, которые О. И. Некрасова по петрографическим соображениям относит к варисцийской фазе интрузии. Интрудированы они также досилурийскими гранитами.

Все это заставляет либо устанавливать без достаточных оснований новую для Тянь-шаня кембрийскую фазу вулканизма,

либо остановиться на связи процесса метаморфизации каких-то чрезвычайно древних протерозойских пород до состояния гнейсов с докембрийской фазой орогенеза и связанного с ней вулканизма. Последнее, в силу всей совокупности знаний о тектонике Тянь-шаня, следует признать более вероятным.

Но, конечно, граниты Тянь-шаня весьма разновозрастны; интрудируя, они изменяют осадочные свиты также различных возрастов, но все данные говорят в пользу того, что такие чисто контактовые изменения если и дают гнейсы, то только локальные, лишь в непосредственной близости к контакту. На это еще указывал Н. Г. Кассин (37), подчеркнул ту же мысль и Д. В. Наливкин (60) и наконец В. А. Николаев прямо пишет, что гнейсам «нельзя приписывать возникновения из обычных сланцевых горизонтов протерозоя, в связи с интрузиями постпротерозойского возраста» (69, стр. 91). Словом, происхождение гнейсовых свит следует в большей мере связывать с регионального порядка движениями земной коры. В силу этого интрудирующие гнейсы гранитные тела не всегда могут быть с первыми сингенетичны. В частности в хр. Куйлю-тау, можно думать, протерозойская гнейсовая свита подверглась локальным воздействиям варисцийских интрузий. Это отчетливо проявляется в восточной части хр. Куйлю-тау, сложенной досилурийскими аляскитовыми гранитами, которые в долине р. Киндык (правобережного притока р. Куйлю Западной) местами секутся породами гранодиоритового ряда, своим типом по мнению О. И. Некрасовой соответствующим варисцийскому возрасту. Но это нисколько не может служить к обоснованию того, что разные части одного гнейсового тела метаморфизовались в зависимости от разновременности интрудировавших их гранитов. Очевидно, что образование гнейсов всей полосы Куйлю-тау следует синхронизировать не с этими разновременными интрузиями, а с тем допалеозойским тектоническим циклом, который и метаморфизовал слагающие гнейсы докембрийские породы.

Преимущественно каледонские движения

Протерозойские сланцы Терскей- и Кунгей-алатау стратиграфически не удалось отделить от гнейсов. В силу этого нет возможности точно обосновать разделение во времени их дислокаций. Сланцевая свита точно также всюду находится в теснейших магматических контактах с разновозрастными гранитами, но нигде нельзя доказать, что некоторые из этих гранитов имеют допалеозойский возраст. Ясно только, что большинство из них доордовикские и даже додевонские, т. е. они вполне могут соответствовать первому палеозойскому вулканическому циклу В. А. Николаева, которому он приписывает существенную и местами доминирующую роль в строении хребтов, обрамляющих Иссык-куль. При этом он указывает, что интрузии этого первого палеозойского цикла легко отличимы от последующих трансгрессивным налеганием на них среднего палеозоя (69, 70). Хотя

из-за спорадичности развития среднего палеозоя это различие выступает не всегда четко, а в ряде случаев и вообще скрадывается, все же отчленения второго палеозойского цикла от первого возможно. Гораздо труднее установить нижнюю границу первого палеозойского цикла. Установление досилурийских гранитных интрузий (горы Куйлю-тау и северный склон Сарыджасского хребта) уже не позволяют все довизейские и додевонские граниты восточного Тянь-шаня безоговорочно оставлять в пределах палеозойских вулканических циклов. Если подойти к разрешению вопроса со всей строгостью академических требований, то принадлежность огромного большинства древних интрузий восточного Тянь-шаня первому палеозойскому, или каледонскому, вулканическому циклу следует считать просто недоказанной, так как нигде еще не найдено на гранитах, рвущих заведомо нижний палеозой, трансгрессивного залегания среднего палеозоя. И наоборот, доказанным можно считать, что некоторые из этих древних гранитов безусловно древнее палеозоя. Но в то же время нет никаких оснований к тому, чтобы допалеозойский возраст части гранитов Куйлю-тау и Сары-джасского хребта распространить на все древние граниты восточного Тянь-шаня.

В силу этого каледонский возраст гранитных интрузий восточного Тянь-шаня в дальнейшем принимается на основании соображений: 1) о полной очевидности их верхней довизейской, а местами и додевонской границы; 2) доказанности докаледонского возраста лишь для отдельных и территориально незначительных гранитных полей, т. е. путем исключений со всей условностью, вытекающей из столь чисто формального логического обоснования.

В противоположность гнейсовой свите свита сланцев, с чрезвычайной распространенностью в ней чисто локальных проявлений метаморфизма в контактах с гранитами и обилием мигматитов, дает весьма большую вероятность синхронизации дислокационных и контактово-метаморфических явлений, связанных с каледонским тектоническим и вулканическим циклом.

Про формы каледонских складок трудно сказать что-либо вполне определенное. В области своего наибольшего развития, в хребте Терской-алатау, по южному берегу Иссык-куля, каледонская складчатость всюду выявлена в виде круто наклоненных на юг, разорванных и интрудированных протерозойских свит, стратиграфическая колонка которых до настоящего времени не составлена, в силу чего можно говорить только об моноклинальном характере структуры. То же видно и на разрезах Н. Г. Кассина для Кунгей-алатау.

Следует коснуться также вопроса об угловых несогласиях, утверждающих наличие каледонской складчатости. Еще Кейзер для района пер. Кашка-тор дал разрез с резким угловым несогласием между почти горизонтальным нижним карбоном и стоящими почти на головах сланцами филлитовой (по его мнению, лежащей в пределах силур-девона) свиты. Д. В. Наливкин, дав-

ший несколько иную стратиграфическую трактовку сланцевым свитам Кейделя, воспроизводит его разрез в своей работе как один из наиболее убедительных аргументов наличия каледонской складчатости в восточном Тянь-шане (60).

П. А. Грюше и С. С. Ларк в течение ряда лет не могли найти подобных соотношений в части Терскей-алатау западнее перевала Кашка-тор. С. С. Шульц в первой же своей работе о Терскей-алатау (99) соотношения сланцев филлитовой свиты и нижнего карбона в районе Кашка-торского перевала изобразил совершенно иначе. Совместное посещение Кашка-торского перевала в 1933 г. группой советских тянь-шаньских геологов показало, что данный Кейделем разрез неверен. Нижний карбон и сланцевые свиты на самом деле в районе Кашка-торского перевала имеют весьма крутое падение и сколько-нибудь бросающихся в глаза угловых несогласий между ними установить нельзя.

Из этих наблюдений С. С. Шульц делает вывод об одновременном складчатом смятии нижнего силура с карбоном, т. е. отрицает каледонские складчатые движения для восточного Терскей-алатау (99).

По данным П. А. Грюше в районе пер. Минг-тур (немного западнее перевала Кашка-тор и в непосредственной близости к восточной рамке Каракольского листа) нижний карбон, находящийся здесь в тектоническом контакте с хлоритово-сланцевой свитой, резко отличается своим пологим залеганием от почти стоящих на головах более древних палеозойских сланцевых свит; такая же картина имеет место и к западу от Минг-тура. Еще западнее, в пределах Терскей-алатау и Куйлю-тау, П. А. Грюше и С. С. Ларк всюду констатируют лишь трансгрессивный характер фаций в низах нижнего карбона и никаких прямых данных об его согласном залегании с силуром не дают (23, 25, 51). На всей обширной территории, описанной указанными авторами, отчетливые угловые несогласия между карбоном и нижним палеозоем не видны в силу развития тектонических контактов между этими свитами. Но напряженность дислокаций нижнепалеозойских сланцевых свит всюду чрезвычайно резко отличается от таковой в пределах карбона. Если вспомнить, что нижний карбон также имеет в своем составе мощные сланцевые толщи, то указанное различие в напряженности складок уже трудно будет объяснить различной реакцией на тектонические процессы литологически различных горных пород, тем более, что и нижний силур имеет в своем составе кроме сланцев также и не малое количество аркозовых песчаников.

Наконец, не следует упускать из виду также и то, что силурийские сланцевые свиты восточной части Терскей-алатау, в том числе и района Кашка-торского перевала, как то явствует из данных С. С. Шульца, рассечены крупными разрывами. Говоря о конгломератах, отделяющих свиту филлитов от свиты хлоритовых сланцев, он пишет: «не только галька, но и конгломерат в целом представляет собой милонитизированную породу, связанную с разломами, идущими между свитой филлитов и хлори-

товых сланцев», и далее: «несмотря на разломы несомненно, что обе свиты были собраны в складки одновременно» (99).

Автору настоящей работы представляется более вероятным, что указанные разломы, к тому же проходящие как раз по мощным кластическим породам, разделяющим свиты нижнего палеозоя и карбона, могли настолько замаскировать первоначальные угловые несогласия, что они стали трудны для наблюдения.

Наконец, Д. И. Яковлев в своей работе 1936 г. пишет, что ему удалось на левом берегу Сары-джаса «непосредственно в обнажении наблюдать угловые несогласия силура с красными аркозовыми песчаниками, подстилающими, по данным П. А. Грюше, визейские известняки» (110).

В силу изложенных соображений нам представляется едва ли оспоримым вопрос о каледонских движениях. Каледонские движения связаны также и с проявлением эффузивного вулканизма, для которого Д. И. Яковлев выделяет две фазы: первая представлена пластовыми залежами диоритовых порфиритов и их туфов среди нижнесилурийских отложений, а вторая — лавовыми излияниями верхов силура и низов девона. Считая эффузивный процесс характерным для каледонской орогении, он указывает на небольшое его территориальное распространение и непостоянство мощностей излитых эффузивов. Учтя сделанные в главе «Стратиграфия» оговорки относительно верхнесилурийского возраста свиты «хлоритовых» сланцев С. С. Шульца, связанные с этой свитой порфириты также следует отнести к проявлению каледонского вулканизма.

В восточной оконечности хр. Куйлю-тау среди свиты хлоритизированных и серицитизированных силурийских пород, преимущественно в верхах свиты, содержатся сильно измененные и преобразованные порфириты и их туфы. О. И. Некрасова характеризует их как породы, получившиеся в результате сильного изменения различных средних и основных эффузивов, особенности первоначального строения которых нередко сохранились в виде реликтовых структур.

Варисцийские проявления складчатости и вулканизма

Варисцийские движения на территории листа выражены всюду достаточно отчетливо и признаются всеми; многие авторы кроме того для отдельных районов восточного Тянь-шаня, в том числе и для территории листа приводят разной убедительности данные в пользу расчленения варисцийских движений на отдельные тектонические фазы. Более туманными остаются вопросы вулканизма, проявления которого не всегда и не везде удается связать с намечающимися фазами складчатости, а в ряде случаев представляется затруднительным отчленить варисцийские процессы от более древних.

В главе о стратиграфии было показано, что нижнекарбоновые отложения, развитые на территории описываемого листа, отчетливо могут быть подразделены на две основные фации: бо-

гатую эффузивами, развитую на северных склонах Кунгей-алатау, и лишенную эффузивного вулканизма, распространенную по всей остальной части территории листа.

В пределах этой последней фации нижнего карбона, представленной песчаниками, сланцами и известняками, кроме того многими авторами также выделяются два типа карбона, с которыми и увязываются характерные черты варисцийских движений.

Кейдель первый противопоставил разрез карбона «внешних» и «внутренних» цепей Тянь-шаня, при этом полное его стратиграфическое развитие он приписывает «внутренним» цепям, где карбон по его представлениям имеет свое максимальное развитие и где белые криноидные известняки с *Productus giganteus* несогласно перекрыты известняками с *Spirifer mosquensis*, а еще выше — швагериновыми слоями. Резкое сокращение мощности карбоновых известняков с юга на север Кейдель ставит в связь с тектоническими причинами. Проведя границу между различными типами разрезов по долине Иныльчека, он различную мощность известняков к югу и северу от нее объясняет неравномерным ходом трансгрессии в зависимости от разной высоты гор. В частности для района пер. Сарт-джол он допускает запоздалую ингрессию в гористую, расчлененную местность.

Мергелистые и гипсоносные породы восточной окраины хр. Терской-алатау им трактуются как следы регрессии, объясняющей отсутствие верхнекаменноугольных отложений севернее Иныльчека (126).

Новые данные, позволяющие стратиграфически расшифровать целый ряд свит, дают возможность сравнивать разрезы, не только базируясь на их известняковых фациях, как то преимущественно делал Кейдель, но и сопоставляя между собою гораздо более полные их колонки. И в этом смысле главнейшим моментом, дополняющим и развивающим наметку Кейделя, является коренное различие дожарбоновой геологической истории юго-восточной окраины описываемого листа по сравнению с остальной его частью, различие, заключающееся почти в непрерывном морском режиме на юго-востоке в противоположность большей части прочей его территории. Д. И. Яковлев, работавший в юго-восточной, примыкающей к массиву Хантенгри, части листа, выделяет южный и северный тип разрезов, границу между которыми проводит примерно по южному склону Сары-джасского хребта, не только не настаивая на ее резком проявлении, но, наоборот, указывая на некоторый взаимопереход одного разреза в другой (110).

Обосновывая каледонскую складчатость и ее отдельные фазы наличием угловых несогласий для северной части района Хан-тенгри, Д. И. Яковлев противопоставляет им тектонические соотношения в пределах всего «южного» разреза. Мощные накопления конгломератов, подстилающих нижний карбон в южной части Хан-тенгринского района, и отсутствие там доказанных отложений среднего и верхнего девона он трактует как выражение

эпейрогенических колебаний каледонского времени. Отрицая каледонскую складчатость для этой части Тянь-шаня и разбирая соотношения нижнего карбона с силур-девоном, Д. И. Яковлев приходит к выводу, что довизейская фаза варисцийской складчатости, хотя и имела здесь место, но проявилась слабо, так как дислоцированность указанных свит близка. Никаких проявлений вулканизма, связанных с этой фазой, не было (108). К аналогичным выводам приходит и работавший в том же районе Д. Н. Тарасов.

Касаясь форм варисцийских складчатых дислокаций в пределах «южного» разреза, Д. И. Яковлев считает типичными крупные изоклинальные складки, опрокинутые в Сары-джасском и Инышьчекском хребтах на север и северо-запад.

Главные разрывные дислокации приурочены к южному склону Сары-джасского хребта и их простирания примерно соответствуют его немного уклоняющемуся от широтного на северо-восток направлению. Эти разрывы, приуроченные к зонам взаимоперехода фаций, выражены чрезвычайно резко и по мнению Д. И. Яковлева «имеют первенствующее значение в геологических структурах этого участка Тянь-шаня и увязываются с главной структурной линией всей горной системы, разделяя северный и южный разрезы» (108).

Эту границу двух разрезов, намеченных Кейделем и отчетливо установленных для юго-восточной части Каракольского листа Д. И. Яковлевым, не следует рассматривать как местную. В. А. Николаев, выдвигая идею важнейшей структурной линии, являющейся тектонической границей различных фаций среднего палеозоя для всего Тянь-шаня, и в то же время естественного его деления на «северную» и «южную» зоны, приписывает указанным соотношениям большое региональное значение (71).

Определенно возраст этих разрывов Д. И. Яковлевым не оговорен, но не возникает сомнения, что речь идет о варисцийских разрывах, так как для Инышьчекского хребта и северных склонов Сары-джасского (относящихся уже к «северному» разрезу) подчеркнута их связь с варисцийскими пликативными нарушениями. В. А. Николаев, говоря о связи варисцийских структур «южной» и «северной» зон Тянь-шаня, также предположительно приурочивает главную фазу движений к варисцийскому времени (71).

Варисцийский вулканизм в пределах «южного» разреза выражен как интрузиями гранитов и габбродиоритов, так и эффузивными процессами. В западной части Инышьчекского хребта и в долине Каинды граниты и габбродиориты рвут свиту силур-девона и вносят в нее контактово-метаморфические изменения. С другой стороны в западной оконечности Кокшаала (к югу от рамки листа) граниты образуют отчетливые скарны с нижнекаменноугольными известняками (108).

По мнению Д. Н. Тарасова, габбродиориты в бассейне Кызыл-кайчиган являются отпрысками одной послениженекаменноугольной гранодиоритовой интрузии, поскольку они метамор-

физуют нижний карбон. Он допускает возможность среднекаменноугольного возраста этой интрузии, поскольку средний карбон имеет в своем составе эффузивы и вулканические туфы (93, 94).

В другой своей работе Д. Н. Яковлев сопоставляет интрузии Иныльчекского хребта с складчатыми движениями. Порфировидные граниты древней варисцийской фазы обычно катаклазированы, а местами даже милонитизированы, а их аплитовые отщепления обычно участвуют в складчатости, в то время как пегматитовые жилы гранитов более юной фазы сохраняют свое первичное залегание. В этих наблюдениях над отношением гранитов и связанных с ними жил к тектоническим процессам намечается отзвук одновременности интрузий и некоторых движений горных масс в варисцийское время, столь хорошо наблюдаемых в южных частях массива Хан-тенгри (110).

Среднекаменноугольные отложения «южного» разреза в пределах описываемого листа не развиты: они выходят юго-восточнее (см. геологическую карту работы 102). По данным Д. Н. Тарасова, в пределах указанной территории к среднему карбону условно может быть отнесена свита, развитая по р. Майбаш и содержащая в своем составе эффузивы и вулканические туфы (93, 94). С нижним карбоном эта свита образует тектонические контакты, в силу чего лишь на основании косвенных соображений можно предполагать наличие несогласия между нижним и средним карбоном в пределах «южного» разреза.

Вся остальная территория юго-западной четверти листа К-44-А лежит в пределах «северного» разреза и «северной» зоны указанных авторов. Для этой территории характерно, в отличие от южной, отсутствие девона, наличие лишь условного верхнего силура и развитие, наряду с нижним, также и бесспорного среднего карбона при почти вероятном отсутствии верхнего карбона (только неясно залегающие конгломераты по р. Уч-капка весьма предположительно можно принимать за низы верхнего карбона).

На большей части хр. Терскей-алатау, входящей в пределы описываемого листа, нижний карбон территориально разобщен от среднего, в силу чего нет прямого материала для суждения об их взаимоотношениях. И только в его восточной части (рр. Текес и Тиек) можно говорить об отсутствии отчетливых указаний на наличие углового несогласия между нижним и средним карбоном. С. С. Шульц приводит соображения, говорящие об их согласном залегании (см. описания указанных долин).

В пределах хр. Куйлю-тау и южных склонов Терскей-алатау нижний карбон образует сравнительно простые складки, осложненные как тектоническими контактами карбона с окружающими его свитами, так и местными разрывами в пределах самих складок.

В долине р. Куйлю между рр. Каракол-тор и Сары-чат С. С. Ларк рисует синклиналь, южное крыло которой оборвано тектоническим контактом с гранитным массивом р. Кинды-к,

а северное переходит в крутую антиклиналь, также оборванную метаморфической свитой южного склона хр. Терскей-алатау.

По мнению П. А. Грюше, граниты Киндыка надвинуты на нижний карбон р. Куйлю по крутым, падающим на юго-восток поверхностям.

Подобные же надвиговые подвижки видны и южнее: гнейсы хребта Куйлю-тау наползают на «беркутскую» свиту (рис. 35), а в Сары-джасском хребте, по данным Д. И. Яковлева, подвижки гранитов его северного склона «переплетаются» с дислокациями силурийских пластов (108). Разрывы карбоновой свиты южного склона средней части хребта Терскей-алатау по данным С. С. Ларка имеют также южное падение поверхностей.

Приведенные разрывы приписываются их авторами варисцийскому времени, но строго говоря, верхние границы подвижек редко где могут быть точно зафиксированы.

Из приведенных иллюстраций видно, что многие поверхности надвигов, принимаемых авторами за варисцийские, имеют южные падения, но наряду с ними поверхности некоторых разрывов вертикальны и даже имеют падение на север. По нашему мнению поверхности, падающие к югу, в большей мере характеризуют собою разрывы варисцийских структур (24, 25).

Аналогичная картина наблюдается и на северных склонах хр. Терскей-алатау, где в районе пер. Кара-кыр (к северо-западу от пер. Беркут) П. А. Грюше описывает чешуйчатое наползание сланцевых пород на нижний карбон, причем поверхность надвига круто падает на юго-юго-восток. По его же данным в верховье р. Уч-кашка «кок-джарская» сланцевая свита, интрудированная докарбоновым гранитом, также по поверхности, падающей к югу под углом около 45°, наползает на средний карбон (24).

Здесь в магматическом контакте сланцев с гранитами имеются скарны, образовавшиеся за счет изменений входящих в сланцевую свиту известняков. По наблюдениям С. С. Шульца эти, измененные магматическим контактом, известняки имеют одинаковое падение с известняками среднего карбона, в силу чего он считает возможным отнести их также к среднему карбону, придав тем самым интрудирующим их гранитам варисцийский возраст (101, стр. 114).

Рис. 22 (см. стр. 90) показывает трансгрессивный характер залегания свиты среднего карбона с хорошей самарской фауной на древних гранитах в «аутохтонной» части описываемого надвига, что нельзя согласовать с мнением С. С. Шульца о контактовом изменении этих известняков.

Сопоставляя эти движения с каледонскими, можно констатировать, что в пределах развития «северного» разреза по всей юго-восточной половине описываемого планшета с момента каледонской складчатости наметилось движение масс с юго-востока на северо-запад, т. е. к современной впадине Иссык-куля. Для каледонской складчатости это движение выражается опрокидыванием на север изоклинальных складок протерозой-

ской (?) метаморфической свиты. В варисцийское время указанные направления падений надвиговых поверхностей и опрокинутость складок Сары-джасского хребта являются выражением того же процесса.

Если степень опрокинутости складок принимать за выражение интенсивности движений, то можно сделать вывод, что напряженность варисцийских дислокаций, сохраняющих во всех хребтах одну и ту же ориентировку, затухает при переходе с юга на север.

Широко развитый по северному склону хр. Терскей-алатау средний карбон на гранитах и интрудируемых им сланцевых свитах всюду, где только отсутствуют тектонические контакты, лежит трансгрессивно и образует, по сравнению с нижним карбоном Терскей-алатау, значительно более пологие складки, что видно из разрезов по Уч-кашка и Джеты-огузу (рис. 58). В силу этих соображений согласное залегание среднего и нижнего карбона в восточной части Каракольского листа, если оно действительно имеет место, является либо отзвуком соотношений между указанными свитами в районах, расположенных значительно восточнее, либо одиночным локальным фактом, еще требующим увязки его с общей картиной залегания среднего карбона на северных склонах Терскей-алатау.

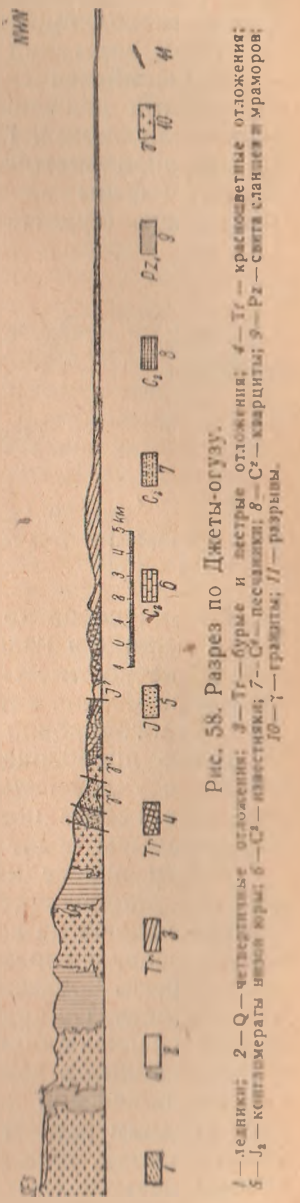


Рис. 58. Разрез по Джеты-огузу.

1 — ледники; 2 — Q — четвертичные отложения; 3 — T_r — бурые и пестрые отложения; 4 — T_r — красноцветные отложения; 5 — J_3 — конгломераты низов юры; 6 — C^2 — известняки; 7 — C^2 — песчаники; 8 — C^2 — кварциты; 9 — P_z — свита сланцев и мраморов; 10 — γ — граниты; 11 — разрывы.

В хр. Кунгей-алатау следы варисцийских движений хорошо сохранились лишь в восточной его оконечности, где они и были изучены П. А. Грюше и Н. А. Беляевским (26). Никаких данных о наличии довизейских складчатых движений варисцийского времени здесь нет; визейские слои лежат трансгрессивно на метаморфических сланцах и интрудирующих их докарбоновых гранитах. Они смяты в простые и несколько погруженные на запад складки, а наличие углового несогласия с средним карбоном говорит за приуроченность послевизейской складчатости к границе нижнего и среднего карбона. Мелкая, но интенсивная складчатость среднего карбона позволяет наметить и другую фазу варисцийской складчатости, верхняя граница которой здесь не может быть установлена из-за отсутствия отложений верхнего палеозоя.

По северному склону Кунгей-алатау в долинах рек Каинды, Кара-булак и Кень-су-мерке в ядрах антиклиналов выходят верхневизейские известняки со *Spirifer bisulcatus* Sow. По южному склону хребта и в сопке Сарт-тологой видна синклиналь, причем выходящий в ее ядре средний карбон находится в несогласном залегании с нижним.

Варисцийская складчатость сопровождалась надвиговыми и сбросовыми движениями, на времени проявления которых следует остановиться. П. А. Грюше и Н. А. Беляевский, опираясь на материал восточной оконечности хр. Кунгей-алатау, выделяют две фазы варисцийской складчатости: 1) досреднекаменноугольную (судетскую) и 2) послесреднекаменноугольную (26).

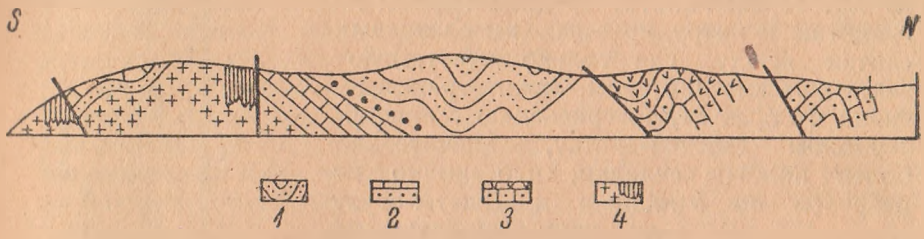


Рис. 59. Разрез восточной части хр. Кунгей-алатау.
1 — средний карбон; *2* — визе осадочного типа; *3* — визе эффузивного типа; *4* — граниты и сланцы метаморфической свиты.

Весьма вероятно, что это так: никаких противоречащих этому данных в изложении фактического материала по восточной оконечности Кунгей-алатау нет, но все же данные, подтверждающие мнение авторов, не столь богаты, чтобы на них можно было безоговорочно базироваться.

Здесь преобладают разрывы близкие к широтным простираниям с уклонением их на северо-восток; поверхности этих разрывов всегда полого наклонены на север и северо-запад и сами разрывы носят характер надвигов (рис. 59).

Почти вкрест им расположены разрывы близкие к меридиану и уклоняющиеся к северо-западу. Поверхности последних обычно падают на восток. Эти разрывы, скорее имеющие характер сбросов, с гораздо большей вероятностью, чем широтные, могут быть отнесены к первой, досреднекарбоновой фазе складчатости. По крайней мере в восточной оконечности Кунгей-алатау среднекарбоновые отложения в них не участвуют, что отлично видно в верховьях р. Талды-булака и Черкум-булака, где тектонический контакт срезается несогласно его покрывающим средним карбоном. Является ли это положение общим для Кунгей-алатау, или только локальным для его восточной части, сказать нельзя.

Гораздо большее значение следует придавать линии надвига, проходящей почти вдоль всего течения р. Кень-су, по которой в верхнем течении указанной реки эффузивная фация нижнего карбона контактирует с гранитами, а в среднем ее

течении — с резко от нее отличной литологически, но синхроничной по возрасту осадочной свитой визе (рис. 59).

Здесь, в средней части течения Кень-су, также имеется материал, говорящий за то, что линия этого надвига, падающего на северо-запад, срезается перекрывающими ее отложениями среднего карбона.

Но западнее, в долинах Кень-су-мерке и Каинды в контактах по надвиговым поверхностям, по данным М. С. Потаповой, падающим на юг и юго-запад, принимают участие также и песчано-сланцевые свиты, которые мы относим к среднему карбону.

Еще западнее между р. Шаты и западной рамкой Каракольского листа, находящийся в нашем распоряжении старый, неполный материал позволяет только пунктиром наметить на карте более предполагаемые, нежели установленные соотношения.

Н. Г. Кассин принимал для Иссык-кульского бассейна две главные фазы гранитных интрузий: одну из них он относил к верхам девона, а вторую к среднему карбону (37). В связи с разобранным в главе «Стратиграфия» сильным понижением возраста свит, принятых в свое время Н. Г. Кассиным за девон, понижается также и возраст намеченной им первой интрузивной фазы. Но наличие интрузий второй, среднекарбоновой фазы тем самым отнюдь не опровергается.

Правда, в восточной оконечности хр. Кунгей-алатау, входящей в территорию описываемого листа, мы не можем привести ни одного факта, который бы говорил за наличие там также и заведомо варисцийских интрузий. Наоборот, вся совокупность имеющихся данных говорит только за довизейский возраст как самих гранитов, так и прорывающих их жильных пород (диабазовых порфиритов и аплитов).

Несколько другая картина имеет место в Терскей-алатау, где на Джеты-огузе варисцийские граниты тотчас к югу от термальных источников (с вулканизмом ни в коей мере не связанных) своими апофизами рвут и окварцовывают низы фаунистически охарактеризованного среднего карбона. Но указанная точка в то же время является единственным пунктом для всей территории Каракольского листа, где такие соотношения имеют место. Восточнее Джеты-огуза те же самые среднекаменноугольные известняки на гранитах всюду залегают трансгрессивно. Даже в пределах самой Джеты-огузской долины, но 4 *км* южнее термальных источников, средний карбон лежит трансгрессивно на более древних гранитах.

Преобладание в Терскей- и Кунгей-алатау трансгрессивных контактов между карбоном (в том числе и нижним) и гранитами приводит к заключению о локальном распространении в этих хребтах варисцийских интрузий. Этим мы нисколько не пытаемся локализировать их только лишь районом Джеты-огуза; так целый ряд богатых аплитовыми жилами и турмалином гранитов хочется (в частности в окрестностях пер. Джуукучак), без строгих к тому оснований, рассматривать тоже как локальные проявления варисцийского вулканизма среди подавляющих

по площади каледонских, а может быть и еще более древних гранитных ареалов.

Аналогичные локальные проявления варисцийских интрузий имеют место, как было показано, также и в хр. Куйлю-тау (по р. Киндык). Поскольку на Джеты-огузе с варисцийскими гранитами связано пиритовое оруденение среднекаменноугольных известняков, можно считать, что установление и оконтуривание локальных площадей варисцийского вулканизма для всех хребтов описываемого листа может дать интересные практические результаты.

Не исключена возможность, что габбропегматиты верховий р. Каракола также являются проявлением варисцийского вулканизма.

Эффузивный вулканизм отчетливо выражен лишь по северному склону Кунгей-алатау и представлен описанной в главе о стратиграфии туфогенно-эффузивной свитой визейского возраста.

Альпийская складчатость

Рассмотрение альпийских складчатых движений рациональнее начать с Иссык-кульского бассейна, где в наибольшей мере обоснован возраст третичных отложений.

Общими положениями здесь следует считать: 1) безусловное наличие явлений складчатости, местами осложненной и усиленной близ тектонических контактов с палеозойскими массивами, 2) наличие тесно связанных с явлением складчатости больших разрывов вдоль обоих берегов Иссык-куля, отчетливо документированных, впрочем лишь на южном его берегу.

Общее простирание складок олигоцен-миоценовой и покрывающей ее неогеновой свиты восточное — северо-восточное. По указанному направлению простираются складки далеко не моноклинального типа: в основном это крупная синклиналь, осложненная антиклинальным перегибом близ своей средней части. Горы Оргочер, ряд более мелких сопок восточного берега Иссык-куля и гора Тасма являются выразителями этого перегиба. Изложенное явствует как из разрезов и отдельных описаний сотрудников группы Н. Г. Кассина (37), так и из ряда работ П. А. Грюше и карты В. В. Шумова (104).

Наличие указанного перегиба в значительной удаленности от палеозойских массивов, наряду с наличием складок олигоцен-миоценовых свит также и в непосредственной близости к контактам с палеозоем, приводит к очевидному заключению о том, что складчатые дислокации третичных свит Иссык-кульского бассейна нельзя рассматривать как пассивную и чисто локальную реакцию этих свит на территориальную близость их к тектоническим контактам с палеозоем.

Еще более отчетливо самодавлеющее значение альпийской складчатости как тангенциального процесса проявляет себя к востоку от Иссык-куля, в горах Чуль-адыр. Здесь неогеновая свита, не взирая на свою большую мощность, измеряемую ты-

сячами метров, и на удаленность от тектонического контакта с палеозоем Терскей-алатау на 15 *км*, в пределах всего прекрасно вскрытого р. Каркарой большого разреза обнаруживает всюду крутое падение на север (рис. 60).

Угловое несогласие юры и олигоцен-миоцена одновременно говорит о наличии доолигоцено-миоценовой фазы альпийской складчатости и отсутствии возможности в какой-либо мере обосновать домеловой (киммерийский) возраст этой фазы.

Наряду с этим П. А. Грюше выдвинул положение о тектоническом характере контакта мезозойских и третичных свит с палеозоем вдоль всего южного берега Иссык-куля (23). Это положение в дальнейшем подкрепилось рядом новых данных, его развивших и детализировавших.

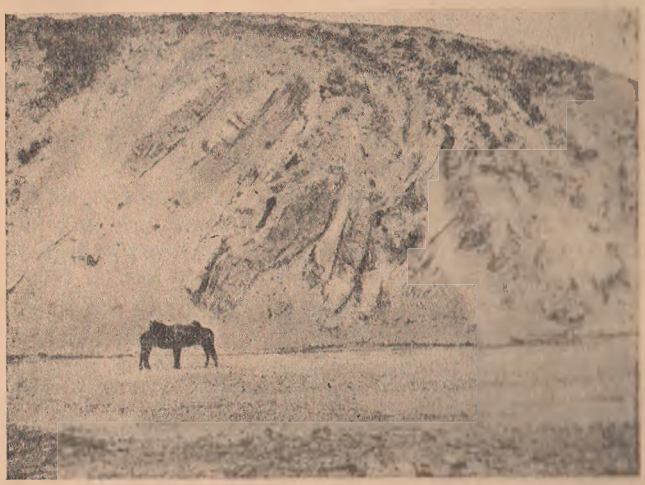


Рис. 60. Складчатость неогеновой свиты в горах Чуль-адыр. Фото П. А. Грюше.

Намеченная еще Н. И. Богдановичем как возможный сейсмический линеамент тектоническая зона южного берега Иссык-куля рассматривалась им вне связи с контактом палеозоя с мезозоем и кайнозоем и приурочивалась к линии термальных источников среди палеозойских пород Терскей-алатау (12).

В освещении последних работ характер этого разлома рисуется несколько иначе, и конкретные связанные с ним формы смещений также оказываются далеко не однотипными.

Общим для всего разлома является резкий, выраженный в рельефе уступ, отделяющий палеозой Терскей-алатау от третичных отложений побережья Иссык-куля.

По мнению С. С. Шульца, амплитуда этого уступа, время образования которого он считал наиболее вероятным принять за нижнечетвертичное, на меридиане Конур-улена (к западу от нашего планшета) достигает 500 *м*. Из приведенного им разреза

видно, что эта главная морфологическая линия в то же время является и тектонической, причем поверхность разрыва круто наклонена на юг (101, рис. 28).

В районе Согуты (к западу от листа К-44-А) не только юрские, но даже олигоцен-миоценовые красноцветы местами имеют опрокинутое залегание, что позволяет говорить о наличии явлений «вздернутости» юрских и третичных пород близ их тектонического контакта с палеозоем. Наряду с этим для того же района (по саю Кажи) С. С. Шульц высказывает весьма интересное соображение о послойном соскальзывании третичных пород с палеозойского фундамента, приурочивая это движение ко времени, предшествовавшему началу отложения четвертичных конгломератов (101, стр. 80 и рис. 31).

В пределах же настоящего планшета проявление тектонического контакта также не везде остается однотипным. По Джеты-огузу кварцевые конгломераты низов юры оборваны и возвышаются над лежащими к северу от них третичными красноцветами (рис. 58).

По Ирдыку красноцветные слои впритык упираются в чрезвычайно катаклазированные граниты.

На Джаргалане, в выработках угольного месторождения, отлично видно крутое и несколько опрокинутое залегание юрских пластов в непосредственной близости слегка надвинутого на них палеозойского массива.

На восточной окраине Каракольского листа, по Текесу, С. С. Шульц описывает пологий надвиг нижнего карбона на юру, надвиг осложненный подвижкой того же типа в пределах и самого карбона (см. описание долины Текеса и рис. 32).

Идущие вдоль всего северного фронта палеозоя разрывы не только захватывают одни мезозойские и третичные отложения, лежащие к северу, но также дают себя чувствовать и в самом теле палеозойского массива. Приведенный разрез по Текесу является не единственным доводом, подкрепляющим это соображение. В нижней части долины Б. Кызыл-су у контакта палеозоя с третичной толщей имеет место пологий надвиг одних гранитов на другие, хотя в данном случае наличие плохо обнаженных среднекаменноугольных песчаников, находящихся между гранитом и третичной свитой, и не позволяет доказать альпийский возраст этой подвижки со всей очевидностью (см. рис. 13).

Но для Ак-су, где аналогичный надвиг нарушает даже древние речные террасы, вопрос о его приуроченности к альпийской фазе движений вряд ли может вызвать сомнения (см. описание долины Ак-су и рис. 19).

В противоположность мнению П. А. Грюше, Д. И. Яковлев не считает возможным исключить наличие киммерийского цикла складчатости, хотя и не видит возможности к обособлению его от альпийского. Тектонические процессы альпийского времени в районе Хан-тенгри им также понимаются как складчатые, но тесно связанные с разрывами, причем «одна форма тектониче-

ских движений переходила в другую, создавая своеобразные соотношения древних и юных толщ».

Осложняющие крылья синклинальных третичных складок разломы носят надвиговый характер и хорошо наблюдаются у подножий северных склонов Сары-джасского и Ипыльчекского хребтов. В обоих случаях смещение происходит на север. Смещение пород на юг отчетливо чувствуется только в южной части Кок-шаальского хребта, т. е. вне пределов нашей карты (108, 110).

На идущих вкрест простирания свит «поперечных» разрывах более других авторов, работавших в восточном Тянь-шане, останавливаются П. А. Грюше и Д. И. Яковлев. Первый констатирует их сперва в районе пер. Беркут и связывает с ними наличие параллельных им даек магматических пород варисцийского возраста и, возможно, также варисцийских рудоносных жил (24). Это положение впоследствии нашло свое подтверждение в детальной карте Беркутского месторождения, поставленной В. М. Бирюковым (10).

В другой своей работе П. А. Грюше связывает выходы термальных источников Терскей-алатау уже с безусловно альпийскими линиями поперечных разрывов (22), каковое мнение поддерживает и развивает Д. П. Прочухан, опираясь на богатый материал разведочных работ (75).

Вся долина Бозщука изобилует зонами разломов, выражающимися резким катаклазом и милонитизацией пород, приуроченным к направлениям, частью приближающимся к широтным и северо-восточным, частью — к северо-западным и меридиональным. С какими из этих направлений следует связывать выходы термальных источников по материалам долины Бозщука, сказать трудно. Но тот факт, что сами термальные источники выходят как раз на пересечение этих двух направлений, безусловно обосновывает наличие поперечных разрывов наряду с продольными.

Д. И. Яковлев также опирается в своих построениях на порфировые и кальцитовые жилы района Хан-тенгри, повсеместно, от Беркута до китайской границы, связанные с «сильно рассеянными и слагающимися из массы мелких смещений» поперечными разрывами (108).

В следующей своей работе, касаясь вопроса о направлении трещин, он универсальное значение в их образовании приписывает допалеозойской структуре северо-западного простирания, «которая затем скалывалась при наложении на нее юго-западных направлений в виде многочисленных скалываний и поднятий глыб земной коры друг относительно друга. Эта двойственность образования тектонических нарушений сохранилась и до настоящего времени» (110).

Молодой вулканизм на территории листа не имеет проявления.

Глава VII

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МЕТАЛЛЫ

Д. И. Яковлев

Народное хозяйство территории, охватывающей Каракольский лист, имеет ряд своеобразных черт экономики, которая вызывает повышенный интерес к его полезным ископаемым. С одной стороны эта территория находится в глубине Тянь-шаньских гор и оторвана от хороших общесоюзных путей сообщения. От ближайшей железной дороги, оканчивающейся у ст. Кант близ гор. Фрунзе, идет шоссе по Буамскому ущелью общей протяженностью около 180 *км*. Затем путь лежит либо по оз. Иссык-куль, на котором имеется небольшое количество теплоходов, с максимальными расстояниями до 200 *км*, либо вокруг этого озера по относительно хорошей грунтовой дороге.

Иссык-кульская котловина отличается прекрасным климатом и большим плодородием. Здесь широко развито зерновое хозяйство, особенно много плантаций опийного мака и разводятся в обширных садах знаменитые в Средней Азии яблоки и груши. Сравнительно многочисленное население, оторванное от больших промышленных центров, нуждается в развитии промыслов различных полезных ископаемых. В этом отношении Иссык-кульская впадина может обеспечить всю северную Киргизию и своих жителей каменным углем, солью из минеральных источников и различными строительными материалами. По своим запасам могут использоваться, помимо месторождений угля и цементного материала, залежи тенардита в качестве химического сырья, но, конечно, в том случае, если будет налажена хорошая транспортная связь с другими частями страны. Этого момента дожидаются и многочисленные термальные источники, которые по своим бальнеологическим свойствам должны занять выдающееся место среди курортов СССР. К их исключительным качествам следует прибавить и особенности высокогорного климата Иссык-кульской котловины, сочетающегося со слабо-соленой водой ее громадного горного озера-моря.

Рудные месторождения пока еще не выявлены, и имеются только многочисленные признаки присутствия тех или иных

металлов. Кустарное значение пока могут иметь только месторождения свинца. Но поскольку этот район имеет широкие перспективы для всестороннего развития, в этой главе приводятся подробные описания большинства точек рудных проявлений и других полезных ископаемых, имеющих хотя бы поисковое или минералогическое значение.

Изучение недр листа только начинается, произведенные геологические исследования, особенно в поисковой их части, носят предварительный характер, местное население почти совершенно не выделяло проспекторов. Поэтому вся площадь листа является еще почти нетронутым полем для производства поисков. Нужно произвести большую работу, чтобы выяснить производственные возможности его гор.

Золото

Золото на территории листа известно в северо-восточном углу его в бассейне реки Кегени в виде немногочисленных знаков в аллювиальных песках. Месторождения мелкого масштаба находятся к востоку в бассейне той же реки и по реке Баянколу, где они разрабатывались старательским способом. Попытка организовать здесь промышленную добычу не удалась, и предприятие, организованное для этого в 1929 г., просуществовав три года, закрылось.

В 1933 г. в бассейне реки Сары-джаса Д. И. Яковлевым были открыты многочисленные знаки золота при производстве шлихового опробования как вдоль течения самой реки, так и ее некоторых притоков. К изучению ее золотоносности в том же году примкнул и В. М. Бирюков. По течению реки золото впервые появляется в верховьях ее ниже слияния Сары-джаса с Тюзом. В средних пробах весом в 20 *кг* были обнаружены десятки знаков и максимально до 34. Несколько ниже число золотинок уменьшается, но снова увеличивается вблизи впадения реки Шилуна. Здесь количество золотинок повышается до 30 и в то же время увеличиваются их размеры, достигая 1 *мм*². Впрочем, во всех случаях золотинки остаются очень тонкими. Ниже по течению Сары-джаса количество золота снова понижается, встречаясь обычно от нескольких знаков до одного десятка. Это количество сохраняется почти до реки Инылычек, хотя золотинки заметно начинают мельчать.

В том месте, где в реку Сары-джас впадает Инылычек, образуется широкая долина, заваленная большим количеством валунного и более тонкого обломочного материала. Здесь количество золота заметно падает и далеко не в каждой пробе удается находить его знаки.

Из боковых притоков Сары-джаса дали положительные результаты на золото только Карагайты, Инылычек и Каинды. По первой золото было найдено в небольшом боковом ложке, впадающем с левой стороны ее, выше большой вьючной дороги. В этом месте обнажаются гнейсы и несколько ниже по течению

силурийские сланцы. В пробе обнаружено всего несколько знаков.

Более постоянно золото в нижней части течения р. Инылычека, где обнаруживается до 9 значков на пробу. Характерно, что ни в одном из боковых ложков и притоков бассейна Инылычека не удалось обнаружить ни одного знака золота и происхождение его в наносах к настоящему времени довольно загадочно.

По р. Каинды на косах ее нижнего течения также было найдено несколько знаков золота. В бассейне этой реки в пределах листа в одном из ложков, идущих с южного склона Инылычекского хребта, встречен лишь один знак золота.

Первоначальные поиски упомянутых исследователей на золото были дополнены опробованием россыпей по р. Сары-джасу и его притоку Куйлю. Работы производились организацией Алтайзолото путем закладки серий шурфов и промывки добытой породы на вашгерде. Работы показали отсутствие промышленных залежей и максимальное содержание металла в 1 грамм на тонну. Несмотря на эти результаты нельзя делать окончательное заключение о нерентабельности дальнейших поисков и разведок на золото в бассейне Сары-джаса. Работы Алтайзолото были поставлены исключительно плохо и людьми совершенно незнающими ни геологического строения района их работ, ни возможных коренных источников россыпного золота. Кроме того на всю работу было затрачено не более $1^1/_2$ месяцев позднего осеннего времени.

Между тем анализ собранных данных по золотоносности бассейна р. Сары-джаса показывает, что золото здесь имеет различное происхождение и наряду с изучением россыпей должны быть поставлены поиски коренных месторождений.

Источником золота в верховьях р. Сары-джаса могут быть пиритизированные зоны, находящиеся несколько восточнее рамки листа по притокам Сары-джаса — Кашка-теру и Тургельдыны-саю.

Химический анализ пиритизированных пород показал отсутствие в них золота и наличие серебра, но в россыпях ниже оруденелых пород всюду находились мелкие золотые знаки. Поэтому наличие золота в пиритизированных зонах не возбуждает почти никаких сомнений.

В районе р. Шилуна, где в русле Сары-джаса намечается значительное повышение золотоносности, оно связывается с широким развитием здесь жил порфиров и порфиритов. Анализ некоторых штуфов этих изверженных пород показал присутствие в них золота в небольших количествах. Возможным источником золота могут служить и кварц-кальцитовые жилы, в значительной степени оруденелые и более подробно описанные несколько ниже при характеристике полиметаллических месторождений. Во всяком случае этот район резко выделяется среди других богатством изверженных пород и повышенной металлоносностью.

К этому же району относится находка золота по р. Карагайты. Генезис последнего местонахождения возбуждает гораздо более сомнений, так как в гнейсах не наблюдалось жил того же возраста и типа, что в районе Беркута и Шилуна. Необходимо учитывать, что на высоких плато водоразделов сохранились участки третичных песчаников и конгломератов, а также ледниковых накоплений, которые могли дать знаки золота уже переотложенного во второй и третий раз.

В среднем течении Сары-джаса ниже устья Шилуца золотинки непрерывно мельчают и можно думать, что они поступали сюда из более высоких участков течения этой реки путем простого сноса.

Золото рек Инылъчек и Каинды удобнее всего связывать с интрузиями микропертитовых аляскитовых гранитов Инылъчекского хребта. Они сопровождаются широким развитием пегматитовых и грейзенизированных жил, очень богатых выделением различных рудных минералов. Но в то же время на северном склоне Инылъчекского хребта в шлихах не было найдено ни одного знака золота. Некоторые указания все же на приуроченность рудного золота к развитым в хребте гранитам дает южный склон его, поскольку в его выносах имеются мелкие знаки этого металла. Развитие здесь третичных конгломератов и песчаников опять вносит некоторые сомнения о генезисе золота, так как возникает предположение о том, что оно является переотложенным.

В соседних районах золото приурочено к иным генетическим формациям. Так, для Баян-кола оно связывается с мощными кварцевыми жилами, рвущими силурийские отложения, с варисцийскими гранодиоритами и с проявлением сульфидного оруденения по крупным тектоническим трещинам. К юго-западу от листа, в пределах Кок-шаала, находится полоса повышенной металлогении, приуроченная к аляскитовым микропертитовым гранитам и сиенитам. Рудные проявления выражаются в пирротиновых месторождениях бассейна Ак-ширяка, очень значительных по размеру, и в еще недостаточно изученных полиметаллических. Среди последних обнаружены минералы, содержащие молибден, вольфрам и мышьяк. Химический анализ пирротина дал содержание золота. Кроме того для Кокшаала и массива Ак-ширяка несомненно имеется рассеянное золото, связанное с многочисленными мелкими кварцевыми жилами.

Приведенные примеры геологической обстановки, сопутствующей выделениям золота, показывают, что поиски коренных месторождений должны опираться на очень сложное строение района и охватывать многие формации. Отсюда и промышленные россыпи могут приурочиваться к некоторым частным структурам и особо благоприятным для выделения золота районам. Поэтому нельзя ограничиваться просмотром только современного аллювиального потока, а необходимо обратить внимание также и на древние террасы, лежащие на различных гипсометрических уровнях. Барометрическая нивеллировка пока-

дали, что наиболее высокие террасы местами превышают современные на 500—600 *м*. В древних отложениях могли аккумулироваться продукты разрушения горных пород значительно более высоких срезов.

К настоящему моменту некоторое представление о закономерности распространения золота имеется для косовых россыпей. Наибольшее содержание знаков золота наблюдается в нижних частях мелких островков, лежащих в русле р. Сары-джаса, но здесь золотинки всегда малы по размеру. Золотинки, достигающие квадратного миллиметра, встречались в лобовых частях островов и иногда среди накоплений крупных валунов на берегу реки. Наиболее крупные знаки встречены около рек Сюза и Шилуна. Ниже этих мест они заметно мельчали, что указывает на длительный путь их переноса.

Теоретические построения о возможном промышленном значении золотоносности бассейна р. Сары-джаса, сделанные и приводимые здесь Д. Яковлевым, подтвердились в 1938 г. старательскими работами в верховьях Сары-джаса, давшими вполне удовлетворительные результаты.

Малые металлы

Олово, вольфрам, молибден, висмут, ванадий, берилий, литий. Редкоземельные и радиоактивные минералы.

Объединение сложной ассоциации перечисленных выше элементов в одной группе связано с тем, что пока нет достаточно исчерпывающего исследования полиминеральных проявлений на территории описываемого листа. Данные о присутствии их получены отчасти на основании изучения района шлиховым методом, но главным образом по данным, собранным на площади проявления грейзенизации гранитов в Терскей-алатау у перевала Джуукучак и в области развития пегматитов и грейзенов Инылъчекского хребта.

При изучении района особое внимание обращалось на поиски признаков и месторождений олова. Указание на присутствие других редких элементов и малых металлов получалось параллельно с первой основной задачей.

Собранные шлихи показали, что олово имеет очень широкое распространение в Центральном Тянь-шане, но является чрезвычайно рассеянным в ничтожных количествах. Обычно обнаруживались единичные зерна касситерита, приуроченные к некоторым долинам северного склона Терскей-алатау и к его подножному шельфу конусов выноса. Заметное повышение количества олова наблюдалось в южном направлении. Наиболее подробно изучен к настоящему времени Инылъчекский хребет, для западной части которого отмечается присутствие касситерита в каждом даже маленьком ложке. Местами содержание его очень увеличивается и по отношению к тяжелой фракции шлиха

измеряется уже многими процентами. Также довольно много касситерита в аллювиальных наносах рек хребта Кок-шаал, непосредственно к югу от листа.

Рассеянные знаки олова дают основание предполагать, что оно появляется в россыпях в результате разрушения широко развитых в районе гранитных тел, содержащих касситерит в виде акцессорных минералов. Отдельные очаги повышенного содержания связаны с перечисленными уже местами проявления грейзенизированных гранитов и пегматитов.

Грейзенизированные граниты урочища Джуукучак находятся в 4 *км* к югу от одноименного перевала. Ширина грейзенизированной зоны достигает 15—20 *м*, протяженность ее еще не установлена. Она сопровождается выделением пневматолитических минералов в виде топаза и турмалина и приурочена к контакту между розовыми порфировидными микроклиновыми гранитами и включающими их турмалиновыми, слюдисто-хлоритово-турмалиновыми и актинолитовыми метаморфическими сланцами. Химический анализ пород показал содержание олова в количествах 0,007 и 0,01%.

Касситерит Иныльчекского хребта связан с микропертитовыми аляскитовыми гранитами, вероятно варисцийского возраста, интрудировавшими в верхнесилурийские и нижнедевонские отложения, повидимому, в две фазы. Позднейшая из них сопровождалась обособлением богатых летучими компонентами магматических отщеплений, образовавших многочисленные пегматитовые жилы, часто сильно грейзенизированных. Они секут густой сетью песчаники, сланцы и известняки верхнего силура и нижнего девона. По величине жилы очень разнообразны и колеблются от тончайших до мощных, переходящих по форме в мелкие интрузивные тела, достигающие ширины в несколько десятков и сотен метров. Сложение жил очень пестро и обычно они имеют ленточную форму, где полосы светлых аплитов чередуются с мелко- и крупнозернистыми пегматитами. В основном это светлосерые породы, только изредка принимающие темную окраску от присутствия в них серых кварцев или рассеянных мелких кристаллов турмалина. Величина зерна измеряется от микроскопических до крупных выделений амазонского камня длиной в 10—15 *см*.

Пегматит с крупными кристаллами амазонского камня имеет форму порфировидной породы. В мелкозернистой светлой коричневато-серой среде, состоящей из бесцветного кварца, белого альбита и микроклин-пертита с коричневыми чешуйками слюды, находятся светлые зеленые кристаллы амазонита. Обычно встречаются агрегаты мелких коротких иголочек турмалина, иногда вытягивающихся в виде ленточек. Изредка турмалин разрастается в крупные кристаллы.

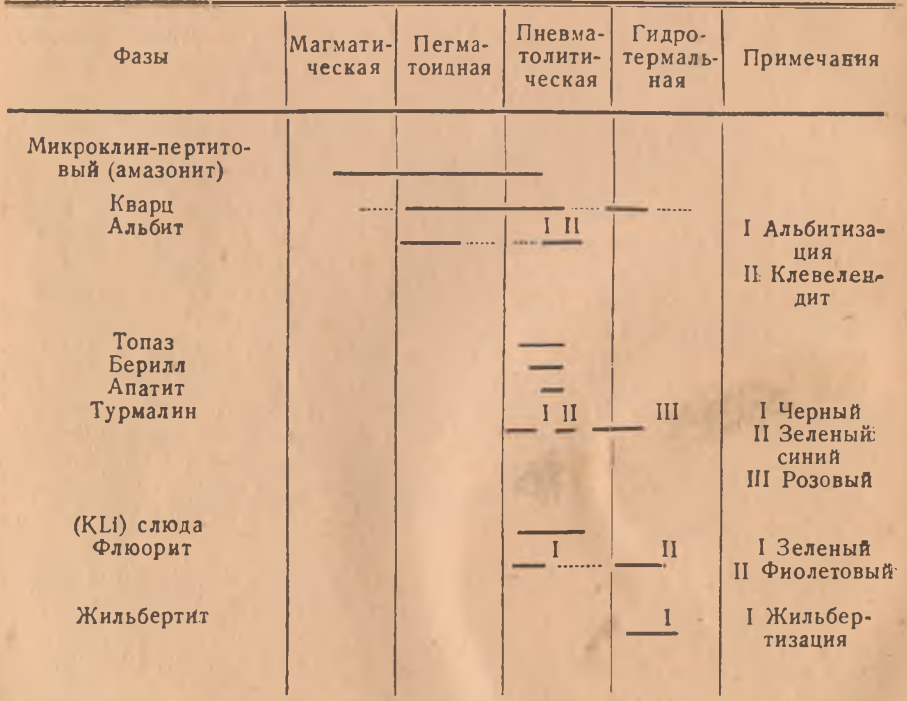
Другой тип пегматитов состоит из крупных кристаллов серого микропертита, прозрачного, а иногда и непрозрачного серого кварца, буроватых или желтоватых крупных чешуек калиевой слюды и довольно частых кристаллов прозрачного зе-

леного или лилового флюорита. Некоторые пегматиты очень богаты литиевой слюдой, придающей породе слегка лиловатый оттенок. То или иное содержание железа придает некоторым разностям пегматита розоватую или буроватую окраску.

Минералогический анализ пегматитов Инышьчекского хребта показал наличие в них следующих прозрачных минералов:

Окислы: кварц, рутил, касситерит (?), циркон.
Силикаты: микроклин-пертит (часто амазонский камень), альбит, калиевая и литиевая слюда, турмалин, топаз, гранат, берилл, зеленая (жильбертитовая) слюда, титанит, хлорит, каолинитовое вещество.
Фосфаты: ксенотим (?), апатит, монацит (?).
Галоидные: флюорит.
Карбонаты: кальцит.
Уранаты: (?): минерал группы гуммита (?). Кроме того минерал, дающий интенсивное фиолетовое окрашивание флюорита и плеохроичные ореолы в слюде.

Распределяя приведенные выше минералы согласно последовательности их выделения, можно составить следующую схему:



Помимо этих минералов ряд рудных обнаружен в шлихах обоих склонов Инышьчекского хребта. К ним относятся: касситерит, шеелит, вольфрамит, ванадинит, галенит, церуссит, вульфенит, базовисмутит, халькопирит, малахит, пироморфит. Конечно, большинство минералов, определенных в шлифах и перечисленных выше, встречено также и в россыпях.

Район Иныльчекского хребта в 1936 и 1937 гг. служил объектом исследований геологов Главникельолова, но результаты их работ пока неизвестны и недоступны.

Кобальт

Вторым элементом, которому отдавалось большое внимание при изучении описываемого района, является кобальт. В штуфах свинцовых руд, привезенных с Беркутского месторождения, В. Бирюковым были обнаружены примазки розовых налетов эритрина, каковые явились основанием для детального изучения Беркутского месторождения. В результате тщательных исследований было доказано, что многие из полиметаллических кварц-кальцитовых жил Беркута содержат хорошо выраженные окисленные минералы кобальта. Встречены были также в мелких горных выработках и сульфидные соединения этого элемента. Заложенные штольни не были углублены настолько, чтобы можно было сделать окончательные выводы о содержании кобальта. Они не вышли из зон выщелачивания и, вероятно, давали несколько заниженные показания на содержание этого элемента. Общий принцип постановки поисков на кобальт в этом районе не учитывал также и тех структурных элементов, которые появились в результате производившихся одновременно геолого-съемочных работ. Именно поиски в районе Беркута приурочивались к давно установленным широтным разломам, тогда как основные полиметаллические жилы и дайки изверженных пород связаны преимущественно с меридиональными трещинами. Поиски кобальта в южных направлениях, произведенные с учетом этой закономерности, дали указания на наличие эритрина в ряде баритовых жил, развитых на северных склонах Сары-джасского хребта. Кроме того там же было обнаружено несколько жил, несущих типичное полиметаллическое оруденение, характерное для Беркута.

Несмотря на то, что два типа рудных проявлений, приуроченных к кварц-кальцитовым и кальцит-барритовым жилам и связанных с Беркутским месторождением, довольно сильно отличаются друг от друга, они имеют много общих черт.

Основные жилы, содержащие соединения меди и свинца, находятся непосредственно к югу в 5 *км* от Беркута в нижнем течении Шилуна. Здесь развиты многочисленные мало выдержанные кальцитовые жилы, несущие в себе галенит, халькопирит, халькозин, малахит и медную зелень.

Жилы находятся в напряженной тектонической зоне. Они сильно трещиноваты, выветрелы и потому возможно, что соединения кобальта вынесены из поверхностных зон выщелачивания. К югу или несколько к юго-западу от них, в верховьях реки Мукачи, на склоне обособленной гнейсовой горы, находящейся на водоразделе между этой рекой и р. Кок-мойнаком, нижнесилурийские сланцы, лежащие возле метаморфизованных пород, прорваны кальцит-баритовыми жилами, достигающими

мощности в 3 *м*. Жилы местами имеют включения кристаллов халькопирита, галенита и пирита. Самая мощная из них содержит мелкие примазки эритрина. Присутствие кобальта здесь подтверждается химическим анализом лаборатории ЦНИГРИ. Легкий тип геолого-съемочной партии не позволил сделать необходимые горные выработки для выяснения наличия здесь первичных сульфидных соединений этого элемента.

Свинец (полиметаллы)

Полиметаллические месторождения листа привлекали к себе внимание, главным образом, в связи с поисками на свинец.

Беркутское месторождение свинца уже давно известно. Разрабатывалось оно местным населением кустарным образом, особенно во время гражданской войны. В 1928 г. его осваивал гр. Пигаркин, состоящий в компании с немецким подданным Вальтером. В течение года было добыто около 10 *т* свинца, после чего предприятие за отсутствием кредитов закрылось. Летом 1931 г. месторождение разведывалось Средазгеолразведкой, для чего была послана партия под руководством В. М. Бирюкова. Находка последним автором налетов кобальтовых цветов привлекла внимание к Беркуту в качестве месторождения кобальта. Но так как последующие работы показали, что содержание этого редкого металла едва ли может быть промышленным, дальнейшие разведки были прекращены.

Свинцовые руды в некоторых жилах Беркута оказались очень высокого качества, но они не могут быть разрабатываемы вследствие исключительно трудных экономических условий самого месторождения. Оно расположено в 45 *км* от колесной дороги в глубине гор. Путь к нему лежит по вьючным тропам, причем должны быть сделаны два перевала свыше $3^1/_2$ *км* над уровнем моря. Само месторождение находится в зоне альпийских лугов, постоянно затянуто туманами и в течение всего лета можно ожидать выпадения снега. Ближайший лес расположен на северном склоне Терскей-алатау на расстоянии около 30 *км*. Лесные массивы на Сары-джасском хребте много ближе, но отделены бурной, летом непроходимой рекой.

Полиметаллическое месторождение Беркут приурочено к серии кварцевых и кальцитовых жил различной мощности, сравнительно хорошо выдерживающих условия залегания. Основными рудными минералами являются: свинцовый блеск, халькопирит, пирит, малахит и сфалерит. Результаты химических анализов двух проб, взятых в 1930 г. П. А. Грюше, показали следующее содержание:

	Cu	Pb
1 проба	0,39%	34,84%
2 проба	нет	17,22%

Качественный анализ на цинк в этих пробах показал его отсутствие, но работами В. Бирюкова в более глубоких зонах

установлено присутствие сфалерита. Анализ на золото показал его содержание.

Беркутское месторождение находится в силурийских сланцах, песчаниках и известняках в непосредственной близости к гранитам. Соотношение осадочных и изверженных пород друг с другом, повидимому, стратиграфическое, усложненное серией мелких разрывов вдоль контактовой зоны. Как указывалось выше, район Беркута прорван многочисленными жилами порфиритов и порфиров, с каковыми удобнее всего связывать процессы оруденения. В настоящее время месторождение это можно относить к категории имеющих кустарное значение.

Остальные точки полиметаллического оруденения и в частности свинца имеют минералогическое значение. Они обнаружены к югу от Беркута в низовьях Шилуна, где кристаллы галенита спорадически рассеяны в кальците находящихся здесь оруденелых жил. Более подробное изучение этого местонахождения дало следующие результаты. Находится оно на правом склоне долины Шилуна в 2 *км* от его устья. Жилы приурочены к глинистым и кремнистым сланцам нижнего силура. Они напряженно и довольно хаотично дислоцированы. Основные простирания жил идут на северо-запад и на северо-восток, падение их колеблется от 75 до 90°. Общее число жил исчисляется несколькими десятками. Состоят они целиком из кальцита, оруденелы довольно слабо. Мощности колеблются от ничтожных до 35—40 *см* и только в одном случае мощность достигает 0,80 *м*.

Кальцитовые жилы Шилуна в этом районе не являются изолированными. Наоборот, на большой площади в сильно трещиноватых силурийских породах наблюдаются повсеместно мелкие кальцитовые прожилки, содержащие обычно рассеянные мелкие кристаллы халькопирита. В возрастном отношении эти жилы нужно относить к сравнительно молодым образованиям, так как они повидимому не участвовали ни в каледонской, ни в ранне-варисцийской орогении. Но в то же время они разбиты трещинами альпийского времени. Поэтому можно сделать предположение, что их образование совпадает с концом варисцийского тектонического цикла.

Свинцовый блеск обнаружен также в баритовых жилах, находящихся в верховьях р. Мукачи, уже описанных в связи с характеристикой кобальтовых месторождений. Здесь он имеет только минералогическое значение. В верховьях р. Карагайты у северного подножья Сары-джасского хребта в дробленых известняках обнаружены отдельные кристаллы галенита. В самом юго-восточном углу листа по р. Каинды в урочище Кокджар в кварцевых жилах, прорезающих силурийские породы, также были встречены обособленные зерна этого минерала. Кроме того в Инышекском хребте, в ряде ложков в шлифовых пробах были найдены соединения свинца в виде галенита, церусита, пироморфита и вульфенита. Помимо описанных точек имеются устные указания на наличие свинца в верховьях

р. Джергалана и некоторых других реках северного склона Терскей-алатау.

Медь

Медные месторождения еще нигде не намечаются в таком размере, чтобы их можно было рассматривать в качестве показателей наличия хотя бы мелких промышленных скоплений. Этот металл встречается в очень рассеянном виде. Мелких точек оруденения можно наметить несколько десятков почти по всей площади листа. В Терскей-алатау наиболее заметным медным оруденением отличается зона пиритизации, находящаяся в 1 *км* выше термальных источников долины р. Джеты-огуза. Здесь медьсодержащие минералы представлены халькопиритом, халькозином и малахитом. Вторым, более крупным месторождением является Беркут, где присутствуют также халькопирит, малахит и блеклые руды. К той же категории относятся кальциевые жилы Шилуна и баритовые — Мукачей. Кроме того по серии трещин примазки медной зелени и рассеянные мелкие кристаллы халькопирита и халькозина наблюдаются на южном склоне Сары-джасского хребта, по Иныльчекском хребту и в жилах урочища Кокджар Каиндинского хребта.

Зоны пиритизации

Одним из важнейших признаков при производстве поисков на рудные месторождения являются зоны пиритизации. Наибольшее количество выделений пирита наблюдается в Иныльчекском хребте. Здесь и сланцы, и мраморы верхнего силура и нижнего девона содержат частые, но обычно мелкие зерна пирита. Возможно, что с этим процессом оруденения связан привнос золота, которое обнаруживается в россыпях р. Иныльчека. Очень интересен гранит, обнажающийся на северном склоне Иныльчекского хребта напротив устья р. Теза. Цветные составляющие этой породы полностью заменены пиритом, который придает металлический блеск породе. От разрушения пирита на поверхности скал образуются налеты серы. Этот гранит послужил исходным моментом для взятия шлиховых проб ниже выходов его по склону и в дальнейшем заинтересовал тем, что здесь были обнаружены довольно крупные кристаллы касситерита.

Вторая крупная зона пиритизации, как указывалось выше, находится по р. Джеты-огуз. Пиритизация связана здесь с интрузией гранитов, внедрившихся в свиту метаморфических кварцитов и в известняки карбона. Наибольшее выделение пирита охватывает полосу шириной около 5 *м* и длиной до 300 *м*. Породы в ней содержат множество мелких кристаллов пирита, которые местами настолько плотно смыкаются, что образуют сеть почти чистых рудных прожилок. Мощность их достигает 10—15 *см*.

Исследование этих рудных обособлений производилось в Минералогической лаборатории ЦНИГРИ путем изучения отраженных шлифов. Л. В. Радугина, производившая изучение приведенных образцов, свела результаты в приведенную ниже таблицу. Количество минералов в ней выражено в процентах, а при наличии минерала менее 1% поставлен +.

	Нерудный породообразующий	Гематит	Пирит	Магнетит	Пирротин	Сфалерит	Халькопирит	Галенит	Серебро	Марказит	Халькозин	Малахит	Турьит	Лимонит
1	55		14			+	30	1	+		+			
2	95		+				3					+	+	2
3	60	5	35	+			+							
4	70		30	+			+							
5	75	5	20	+			+							
6	70	+	30	+			+							
7	80		18	+	2		+			+				

Общее содержание минералов 20—40%. Вкрапленность рудных минералов богатая и густая и микроскопически выражена в виде тонкого срастания рудных составляющих с нерудными; это дает ясную картину субграфической структуры.

По ассоциациям минералы развиты следующим образом: пирит, гематит и магнезит всегда образуют тонкие сростки в виде субграфической структуры; гематит несколько более эвгедрален (идиоморфен) по отношению к пириту, а пирит по отношению к магнетиту, или одновременен с ним. Халькопирит обычно рассеян в породе мелкими эвгедральными зернами размером 0,5—0,01 *мм* или небольшими скоплениями. Сфалерит и галенит ассоциируют с халькопиритом и пиритом. Пирротин изолированными зернами (0,2—0,01 *мм*) рассеян в породе и обычно имеет прожилки и каемки марказита.

Наличие субграфической текстуры затрудняет определение порядка выделения рудных минералов. Обычно пирит тонко и неправильно срастается с гематитом и магнезитом и все эти рудные минералы неправильно врастают в породообразующие. Повидимому, пирит начал отлагаться после гематита; благодаря воздействию сульфидных растворов гематит частично восстановлен до магнетита, что и дало в шлифах картину тонкого срастания этих минералов. После их образования (пирита и магнетита) следует отложение пирротина, сфалерита, халькопирита и галенита в указанном обычном порядке.

Переходя теперь к описанию нерудных полезных ископаемых, следует отметить более определенное их экономическое значение. Особенно это можно сказать об углях, солях, минеральных источниках и строительных материалах.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

П. А. Грюше

Флюорит

Как акцессорный минерал флюорит довольно часто встречается в гранитах Терскей-алатау. Иногда он образует жилы.

На южных склонах восточной оконечности гор Сары-гыр (Кунгей-алатау) флюорит выходит в двух точках. Одна из них расположена в том месте, где Тюп, подойдя с юга к Кунгей-алатау, изменяет направление своего течения на западное. Здесь в трещинах гранита видны небольшой мощности (1—2 *см*) жилки флюорита. Другая точка лежит западнее, около сухого притока Тюпа, Черкум-булак. Здесь в контакте гранита с нижним карбоном, выраженном известково-песчаной брекчией, наблюдаются частые жилы флюорита; наиболее мощная из них достигает 8 *см*. По простиранию ни одна из указанных жил не выдерживается.

Происхождение их может быть поставлено в связь с возгонами флюорита по тектоническим трещинам проходящей здесь зоны дробления.

Цвет флюорита здесь всюду фиолетовый, что, очевидно, вызвало ошибочное определение его как фиолетового кальцита одним из участников экспедиции К. И. Богдановича (12) по изучению землетрясения 1911 г.

Каменный уголь

Каменный уголь известен по южному берегу Иссык-куля, где впервые о нем упоминает в литературе К. И. Аргентов (3).

Работой группы Н. Г. Кассина был установлен юрский возраст углей, а также конкретизированы три каменноугольных точки: Согутинская, Джаргаланская (Лизогубовская) и Сюттыбулакская. Согутинское месторождение расположено вне территории описываемого листа.

Джаргаланское месторождение углей, находящееся в ур. Кок-бель, было в 1928 г. посещено Н. А. Куликом и в 1929 г. П. А. Грюше совместно с В. Я. Авровым (23). В 1932 г. это месторождение в порядке поисково-разведочных работ изучалось инженером Среднеазиатского геолого-разведочного треста Т. А. Сикстель, из докладной записки которой мы и заимствуем главнейшие данные.

«1. Угленосная полоса прослежена на 14 *км* по простиранию; при этом, однако, мощность и число пластов не имеют постоянства.

2. Принимая среднюю суммарную мощность в 10,41 *м* и делая подсчет его глубины 600 *м*, получаем запас, очевидно геологический, в 87 444 000 *т*.

3. Выработки показывают, что с глубиной мощность пластов

несколько увеличивается, но в то же время обнаруживается и ряд тектонических нарушений.

4. Зона выветривания невелика, почти у поверхности уголь плотный, хорошего качества, но содержит много пирита. На спекаемость полевые пробы дали отрицательные результаты».[1]

Это месторождение разрабатывается кустарным порядком Кустпромсоюзом гор. Пржевальска. Летом 1934 г. там работался пласт мощностью в 4 *м* штольнями в 2 этажа. К моменту нашего посещения выработки 2-го этажа подходили к концу и кустарная организация находилась в затруднении относительно дальнейшего направления работ. Нам кажется, что месторождение следует передать в разведку, которая и должна будет решить вопрос о вводе его в промышленную эксплоатацию, учитывая всю сложность тектонических условий залегания, обусловленных тектоническим контактом угленосной юры с надвигающимся на нее с юга палеозойским массивом, на что нами указывалось еще в 1929 г. Местность сильно задернована и покрыта еловым лесом, обнаженность плохая.

Указанные тектонические нарушения по последующим данным Т. А. Сикстель с глубиной осложняются, что находится в соответствии с нашей тектонической концепцией и подтверждается несколько опрокинутым залеганием пласта, хорошо вскрытого кустарными работами.

Но с другой стороны указание Т. А. Сикстель на увеличение мощности пласта с глубиной и геологические работы Экспедиции особого назначения в 1933 г. (П. А. Грюше, С. С. Шульца), по данным которых юрские отложения далеко тянутся на восток от Джаргаланского месторождения, позволяют говорить о возможности его разработки в будущем (25, 99).

По подсчету к XVII сессии Международного геологического конгресса запасы углей Джаргаланского месторождения до глубины 1800 *м* определены в 378 700 000 *т*.

Месторождение расположено в 15 *км* от с. Лизогубовки и связано с ним колесной дорогой; по опросным сведениям по этой дороге с трудом, но проходят автомобили. От Лизогубовки до гор. Пржевальска и расположенной в 12 *км* от него Пржевальской пристани имеется довольно хорошая автомобильная дорога. От Лизогубовки до Пржевальска 35 *км*.

Третье буроугольное месторождение расположено в долине р. Сютты-булак, к западу от Джеты-огуза.

По данным В. Я. Аврова, юра здесь выходит в двух пунктах. В одном из них разрез сверху вниз таков:

1. Серый глинистый сланец, местами сильно сажистый, местами желтоватый. Имеются плохой сохранности растительные остатки. Мощность — 2,2 *м*.
2. Сажи — 0,1 *м*.
3. Желто-серый глинистый сланец с углистыми включениями — 1,2 *м*.

[1] Данные заимствованы из отчета техрука разведочной партии А. Я. Петросянца и инженера В. А. Захаревича за 1931 г. и докладной записки инж. Т. А. Сикстель 1932 г.

4. Уголь, перемежающийся с совершенно черным, плотным глинистым сланцем, — 2,1 *м*.

5. Желтая глина — 1,2 *м*.

В 4 *м* южнее находится круто поставленный и падающий на юг пласт угля, мощностью около 2 *м*.

К этому следует добавить, что В. А. Захаревич подтверждает наличие здесь угольного пласта мощностью около 2 *м*, не указывая на перемежаемость угля с глинистым сланцем (личное сообщение). Возможно, что этот пласт не идентичен пласту 4-му приведенного разреза В. Я. Аврова.

В другом пункте наличие юрских пород узнается только на основании литологических признаков.

Оба эти обнажения находятся в непосредственной близости с палеозойской глыбой Джеты-огуза, высоко вздымающейся над ними. Этот палеозой на своей вершине покрыт небольшими обрывками кварцевых конгломератов, вполне тождественных с такими же конгломератами, подстилающими на Согутинском месторождении угленосную юру и составляющими самые низы юрских горизонтов.

С севера к палеозою, покрытому обрывками низов юры, по тектоническому контакту примыкают мощные красноцветные отложения. Таким образом почти весь полукилометровый разрез юры здесь выпадает; а так как тектонический контакт осложнен, по нашему мнению, также и поперечным разрывом, то мы склонны трактовать упомянутые выходы юры по Сюттыбулаку как сравнительно небольшие остатки разорванных юрских слоев, могущих, если они окажутся выдержанными, явиться объектом кустарной эксплоатации.

Севернее же указанного тектонического контакта под третичными породами следует ожидать менее нарушенного залегания юры. А так как в районе Джеты-огуза мы имеем бесспорные данные об ее угленосности, то нам кажется целесообразным проведение геофизических работ и поискового бурения в непосредственной близости южного обрыва красноцветов, известных у местного населения под названием «семи быков» (Джеты-огуз).

Так как амплитуда смещения неизвестна, то не исключена возможность, что юра здесь будет встречена на сравнительно небольшой глубине под четвертичными наносами Джеты-огузской долины, которые, судя по данным скважины, проведенной на термальном источнике, не имеют большой мощности (12,7 *м*) (75, стр. 266).

Летом 1938 г. инженер Киргизского геологического управления Е. А. Репман производила разведочные работы на вновь выявленной местными жителями угленосной точке, расположенной к СВ от р. Ичке-джергес по саям Тотугол, Алмалы и к СВ от сая Алмалы. Данные последнего пункта она называет «северным разрезом». По личному сообщению Е. А. Репман, месторождение не имеет промышленных перспектив. Для включения сведений о нем в настоящую работу ею любезно была составлена краткая характеристика «Джергесского месторождения», каковую

мы и воспроизводим с небольшими, чисто стилистическими поправками:

«Наибольшая истинная мощность юры (120 *м*) отмечена по саю Тотугол; в северном разрезе мощность ее, вследствие тектонического контакта с палеозоем, сокращается до 25 *м*. Взаимоотношения юры с красноцветом не установлены, но так как в северном разрезе верхних горизонтов юры нет, нужно допустить, что красноцвет залегает на юре несогласно (что установлено для Джаргалана и Согуты).

Юрская свита сильно дислоцирована: углы ее падения изменяются от 65° до 85°, при этом чаще наблюдается опрокинутое залегание пластов.

Представлена юра мелкогалечными, реже среднегалечными конгломератами, песчаниками различной крупности зерна и песчанистыми глинами; совсем незначительную роль в разрезе юрской толщи играют пласты глин, обогащенных органическими веществами, и прослойки сажи.

Конгломераты преобладают в низах юрского разреза, переслаиваясь с крупно- и среднезернистыми песчаниками.

В средней части разреза начинают преобладать мелкозернистые песчаники и песчанистые глины с прослоями глин, обогащенных органическими веществами и немногочисленными пропластками сажи (средняя мощность некоторых пропластков сажи 0,20—0,25 *м*); в этой части разреза конгломераты играют подчиненную роль.

В верхней части разреза преобладают песчаники различной крупности зерна, реже встречаются песчанистые глины и конгломераты; пропластки сажи отсутствуют совершенно.

Окраска юрской толщи: в низах разреза — серовато-желтая; серая, иногда с красноватым оттенком — в средней части, и от серо-желтой до красновато-коричневой — в верхах разреза.

По простиранию юра прослежена на 2,5—3 *км*».

Соли

На территории листа имеется ряд небольших месторождений каменной соли и одно значительное месторождение химических солей (тенардита и мирабилита).

Последнее расположено вблизи Каркаринской ярмарки в горах Чуль-адыр, простирающихся полосою от 2 до 5 *км* ширины на протяжении свыше 20 *км*.

Среди неогеновой толщи Чуль-адыра, вскрытой р. Каркарой и ее правобережным притоком, р. Кайнатма-туз, имеет большое развитие карст, связанный с ее обильным обогащением солями. Не останавливаясь на описанных Н. Г. Кассиным данных о поваренной и глауберовой солях (38), нисколько не потерявших своего значения и в настоящее время, следует к этому списку солей добавить еще тенардит. Производя небольшие раскопки, а иногда без них, на дне карстовых воронок весьма часто удается наткнуться на очень плотные, трудно поддающиеся мо-

лотку, гнезда соли, носящей у киргизов название «шор». Эти гнезда местами переходят в штоки, мощностью в несколько метров. Химический анализ взятой отсюда пробы, произведенный в лаборатории ЦНИГРИ, показал потерю при прокаливании 1,04%, что определяет собою тенардит. В поверхностной части выходы сильно выветриваются и соль переходит в рыхлую белую массу, очевидно мирабилитового состава (24).

Конечно, одного определения недостаточно, чтобы утверждать, что здесь имеется наличие по существу тенардитового месторождения, но все же на него безусловно должно быть обращено внимание, коль скоро встанет вопрос о развитии химической промышленности, потребляющей сульфаты натрия, в Казахской или Киргизской республиках, на границе которых оно расположено.

Ручей Кайнатма-туз (приток Каркары) выщелачивает из неогеновой толщи также и растворы поваренной соли, на базе которых имеется небольшая кустарная разработка. Эксплоатируются два источника, № 1 и № 2. Из них, а равно и из третьего, расположенного выше по Кайнатма-туз, в горах Малый Чуль-адыр, прорабом Иссык-кульской партии В. Я. Авровым в 1929 г. были взяты пробы воды для анализов. Результаты последних, произведенные в лаборатории ЦНИГРИ, сведены в нижеследующую таблицу:

Источник *г/л*	М. Чуль-адыр *мг/экв*		Источник № 1 *г/л* *мг/экв*		Источник № 2 *г/л* *мг/экв*	
Сухой остаток	120,3		229,1		274,8	
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,4707	23,50	0,3148	15,72	0,2647	13,24
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,4805	39,52	0,3662	30,12	0,3114	25,61
$Na^{\cdot}$	44,44	1932	88,23	3836	105,6	4593
$K^{\cdot}$	0,0240	0,62	0,0288	0,74	0,0481	1,23
		1996		3883		4633
SO_4''	23,53	490,0	15,43	313,7	22,14	460,9
Cl'	53,08	1497	126,4	3563	147,6	4162
HCO'_3	0,543	8,9	0,391	6,4	0,602	9,87
Жесткость в немецких градусах			176°		128°	108°
Плотность при 21°С			1,0968		1,1798	1,2204

Н. Г. Кассин, приводя в своей работе анализ двух проб мирабилита из Чуль-адыра, дает также анализ воды одного из этих источников (38).

При описании речных долин было указано на наличие соляных источников в восточной части северного склона Терскей-алатау, стоящих в связи с гипсоносной глинисто-мергелистой фацией среднего карбона. Один из них расположен в долине р. Джаргалана, два в долине р. Уч-кашка. Из последних В. Я. Авровым были взяты пробы воды, также проанализирован-

ные лабораторией ЦНИГРИ. Результаты анализов вод из соляных источников р. Уч-кашка таковы:

	Источник № 1 г/л	мг/экв	Источник № 2 г/л	мг/экв
Сухой остаток	120,9		198,5	
$Ca^{..}$	1,259	62,84	2,225	111,1
$Mg^{..}$	0,1429	11,75	0,2833	23,3
$Na^{.}$	45,66	1985	75,23	3271
$K^{.}$	0,0553	1,41	0,1307	3,84
		2061		3409
SO_4''	2,740	57,04	2,329	48,48
Cl'	70,78	1996	119,1	3359
HCO_3'	0,473	7,75	0,110	1,80
		2061		3409
Жесткость в нем. градусах		209°		376°
Плотность при 21°С		1,0975		1,152

Значение соляных источников невелико, чисто местное, возможно, связанное с отдаленностью района от железных дорог, что затрудняет снабжение его солью. Во всяком случае выпариваемая из этих источников соль пользуется большим спросом у местного населения. Рис. 61 изображает жолоб, подающий рассол на солеварню в долине Уч-кашка.



Рис. 61. Кустарный солеваренный промысел на р. Уч-кашка.

Термальные источники

Большинство термальных источников приурочено к северным склонам Терскей-алатау кроме одного Уч-кайнара, находящегося на берегу оз. Иссык-куль.

Главными, в смысле практического использования, из них являются: Джеты-огуз, Ак-су и Алтын-арасан. В литературе о них упоминает целый ряд авторов, но первыми ценными указаниями являются замечания Н. А. Мушкетова (59). Позднее К. И. Богданович дает сжатое описание Ак-су и выдвигает идею о связи всех их с сейсмотектоническими линиями, идущими параллельно северному склону Терскей-алатау (12).

Наиболее полное геохимическое освещение термальных

источников Тянь-шаня содержится в работе Н. М. Прокопенко (73), значительно пополненное по Джеты-огузу и Ак-су работой Д. П. Прочухана (75). В указанных работах приводятся подробные их химические характеристики, иллюстрированные большим числом анализов и диаграмм. Повторять их здесь нет надобности.

Общим для них является то, что все они относятся к типу индиферентных абсолютных терм. Генезис их связывается с глубокой циркуляцией водозовых вод и высокая их температура, доходящая до 60° С, объясняется нагревом за счет геотермики глубоких горизонтов. Все они в разной мере радиоактивны, причем одна их группа, Джеты-огузская, имеет радиоактивность совершенно исключительную (207—248 единиц Mache на литр воды), выдвигаясь по этому показателю на первое место в СССР.

В связи с наличием в воде источников редких газов, они в 1931 г. служили объектом изучения их б. Бюро газовых месторождений. Работы велись инженерами Д. П. Прочуханом и Н. Г. Концевичем, причем первый из них занимался разведочными и геохимическими работами на Джеты-огузе, а второй поисками новых источников в пределах листа V-9 и смежного с ним листа V-8 десятиверстной карты и взятием проб воды и газа из уже известных источников. Партию Д. П. Прочухана на месте работ консультировал П. А. Грюше, выдвинувший идею о связи выходов терм с поперечными линиями разрывов.

Основные результаты этих работ опубликованы (22, 44, 75). Главные выводы таковы:

1. Окончательное установление связи источников с тектоническими линиями. При этом на наиболее изученных группах (Кызыл-су, Ак-су, Бозщук) отчетливо установлена связь именно с поперечными разрывами, хотя для хорошо изученного Джеты-огуза она осталась менее очевидной.

2. Буровые работы, особенно на Ак-су, показали, что тот недостаток воды, который начал уже ощущаться на курортах, может быть восполнен без особых затруднений путем каптажа буровыми скважинами.

Из нерудных ископаемых каменные угли Джаргаланского месторождения в первую очередь, а впоследствии, наряду с развитием химической промышленности, месторождение мирабилита и тенардита в горах Чуль-адыр будут играть крупную роль в экономике Киргизской и Казахской ССР.

Исключительный комплекс природных условий Иссык-кульской впадины, где с синими водами незамерзающего озера комбинируются снежные вершины горных хребтов с их оздоровляющими ландшафтами и широкими возможностями кумысолечения, особо подчеркивает перспективы термальных источников. На базе столь богатых данных, по мере развития транспорта, восточное побережье Иссык-куля и примыкающие к нему горные склоны превратятся в цветущие курорты, за которыми прекрасные бальнеологические свойства многоводных терм должны будут закрепить значение всесоюзной здравницы.

SUMMARY

This work presents a summary of geologic data concerning the territory of the SW quarter of Sheet K-44-A of the general Geologic Map of Central Asia. The mentioned quarter of the sheet lies in 42—43° n. lat., and 78—79° 30′ east. long.

The main bulk of geologic work on the above indicated territory was carried out by P. A. Gruché (I); the eastern part of the region was surveyed by D. I. Yakovlev (II), D. N. Tarasov (III), and S. S. Schultz (IV) having also participated in the composition of the present description, as well as by S. S. Lark whose data both on the north-eastern and south-western borders of the Sheet have been included in the work (V). As a basis for the description of the north-western border of the sheet have mainly served the data of N. G. Kassin's field parties having worked in the region of Lake Issyk-kul in 1914 (VI). The limits of distribution of Quarternary formations of the environs of Lake Issyk-kul are copied from the preliminary map composed by V. V. Shumov who studied those formations of the mentioned territory in detail (VII).

The majority of magmatic rocks have been determined by O. I. Nekrasova, — the author of chapter V of the present work, devoted to the description of the intrusive rocks of the region explored.

The general chapters are written by following authors, "Orography" — by D. I. Yakovlev; "Progress of exploration of the region", — by D. N. Tarassov; "Stratigraphy" — by P. A. Gruché (Pre-Paleozoic formations, Middle Carboniferous, Jurassic and Tertiary deposits), D. I. Yakovlev (Silurian and Lower Devonian) and D. N. Tarasov (Lower Carboniferous and Quaternary deposits); "Tectonics and vulcanism" — by P. A. Gruché; "Metallics" — by D. I. Yakovlev, and "Nonmetallics", by P. A. Gruché.

The major part of the territory of the sheet lies in the limits of the Kirghiz Soviet Socialistic Republic, only its small northern and north-eastern parts entering into the composition of the Kazakh Soviet Socialistic Republic. The eastern terminus of lake Issyk-kul with its water level lying on a height of 1573·29 — 1575·9 m presents the lowest point of the sheet, the remaining $^{3}/_{4}$ of which are occupied by the snowy mountain ranges surrounding the mentioned lake.

The eastern extremity of the Kungei Alatau Range situated to

the north of Lake Issyk-kul rises to a height of 3715—3947 m, only its eastern part (the Sara-gyr mountains) falling to 2000 m.

The greatest mountain massifs of the sheet lie to the south and south-east of Issyk-kul and belong to a series of ranges radiating from the main mountain knot of the Tian-Shan, whose center, i. e. the peak of Khan-tengri is situated on the territory of the sheet adjoining the described one on the east. See text-fig. 2.

The Terskei-Alatau Range which is the closest to the lake has an asymmetric structure since its divide lies nearer to its southern slopes, this being clearly seen in the east, in the head parts of the Sary-djas River and on the west, at the Djuukucha Pass. The average elevation of the divide-line is about 4860 m; separate summits exceed 5000 m owing to which passes are rare in the greatest part of the Terskei-Alatau and it is only in its easternmost part that this range takes the shape of a highly upraised peneplain with smooth and rounded summits and a considerable number of well accessible mountain passes. The glaciation of the Terskei-Alatau Range is very considerable, although large glaciers are absent in it, the most considerable ones reaching a length of but 5—8 km. To the south of the Terskei-Alatau Range extend the Kuilu-tau and Sary-djass ranges presenting a prolongation of the former range. The Kuilu-tau is connected with the Terskei-Alatau by a narrow bridge near the Kuilu-Pass, and is separated from the Sary-Djass Range by the deep and narrow Sary-djass Gorge. The Kuilu-tau appears as a huge massif buried beneath an enormous mass of snow and ice surmounted by a number of sharp summits, as for instance the Mengout Mountains (5040 m) and Peak Eduard (5250 m). All this makes the Kuilu-tau Range almost inaccessible without the application of alpinistic technics. Somewhat more accessible is the Sary-djas Range with the Tez Pass (4145 m) lying within the limits of the sheet explored. The most elevated point of the Sary-djas Range is Peak Nalivkin situated in its western part and reaching a height of 4790 m. Along both sides of the range descend glaciers, although numerous, yet rarely exceeding 3 km in length.

The range following next southwards is the Ingylicheku Range, of which its western, lowered part bearing the character of a maximally 4472 m high peneplain lies in the limits of the present map. Its glaciation is inconsiderable, being revealed in the form of a flat sheet glacier spreading near the eastern frame of the sheet.

The main work of the geologic surveying of the territory of the sheet has been accomplished by Soviet geologists during the first two "Stalin's Five Year Plan Periods", data of field works performed in the Prerevolutionary period also having been taken into consideration. Of the latter there are the works of N. G. Kassin's group of geologists (37, 38) which are to be considered as the most important ones among those of Russian authors, and that of Groeber (120, 131) and Keidel (126), — among those of foreign ones.

The Pre-Paleozoic formations are represented by:

A. The migmatite gneiss series of the Kuilu-tau and Sary-djas ranges; these gneisses alternating with marbles and amphibolites are intruded

by granite superimposed transgressively by fossiliferous Lower Silurian deposits.

B. A metamorphic schist series widely developed in the Terskei-Alatau Range and represented by different argillaceous-chlorite, sericite, chlorite, hornblende and mica schists, also by serpentines, marbles, amphibolites and, at places, by gneiss. A Pre-Paleozoic age is ascribed to these schists on the base of the following considerations: 1) a much higher grade of their metamorphism, as compared with doubtless Lower Silurian formations, 2) the absolute absence among them of the jasper-like silicious schists characteristic of the Silurian, 3) the presence of magmatic contacts between them and all the granites, by which they are distinguished from the Lower Silurian which shows transgressive relations with the oldest granites. The above considerations not excluding the possibility of assigning to the series of metamorphic schists a Cambrian age still not established for the eastern Tian-Shan, their elimination from the Paleozoic is provisory.

Less strongly metamorphozed schists are developed in the eastern extremity of the Kungei-Alatau Range where they are everywhere intruded by doubtless Pre-Visean granites, this fact making the fixation of their lower age limit not less conventional.

The Silurian is widely developed in the south-western part of the sheet, where it is clearly divisible into the Lower and Upper Silurian, between which a slight discontinuity and unconformity are to be observed. Traces of an unconformity are also present in the limits of the Lower Silurian.

The oldest Silurian trilobite fauna, represented by *Remopleurides mukatchensis* n. sp. and *Nileus tengriensis* n. sp. and discovered at the base of a thick series of clastic rocks in the head parts of the Mukach River (tributary to the Sary-Djas) is characteristic, according to Doctor V. N. Weber, of the boundary between the Lower and Middle stages of the Lower Silurian.

In the region of the Berkut Pass the trilobites *Tretaspis* sp., *Illaenus* aff. *tuberculatus* Holm. and the brachiopods: *Orthis* sp., *Strophomena* sp. and *Rhynchonella* sp. have been discovered. The fauna was collected from a limestone interbed in the upper part of a thick complex of arkose sandstones overlain by a thick series of argillaceous shales succeeded in their upper parts by strongly silicified jasper-like schists termed radiolarites by Keidel and referred by him to the Devonian (126).

Above the jasperoid schists (Keidel's radiolarites) occurs a complex of sandstones, shales and limestones including a fauna identified by Doctor V. N. Weber as: *Encrinurella* (?) *cantifrons* n. sp., *Goldius romanovskyi* n. sp., *Remopleurides* sp., *Illaenus* sp. (aff. *wimani* Warb.), *Ill.* sp. (*roemeri* Warb.?), *Ill.* sp., *Bumastus* sp. The presence of *Encrinurella cantifrons* n. sp. is indicative of the uppermost horizons of the Lower Silurian.

The top parts of the Lower Silurian are characterized by a diorite porphyry extrusion accompanied by tuffs.

The Upper Silurian is best exhibited in the Inylcheku Range,

in the region of the lower course of the Ak-djailiau River, where it is represented by a sandstone, shale and limestone series reaching a thickness of 900—1000 m and including a fauna of *Tabulata* identified by I. Rukhin as: *Heliolites* aff. *interstrictus-decipiens* Lind., *Alveolites labechei* E. N., *Alv. labechei* var. *turkestanensis* var. n., *Favosites* (*Paleofavosites*) *aspera* d'Orb., *F.* (*Paleofavosites*) sp. n.?, *F.* (*Eufavosites*) cf. *gotlandicus* var. n., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. N., *Syringopora* aff. *hisingeri* E. N., *S.* aff. *tabulata* Rom., *S. ferganensis* Rom.

The sandstone and shale series is overlain by dark grey limestones carrying *Heliolites decipiens* M'Coy, *Favosites* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. N., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. N. var. *multitabulata* Rukh., *F.* (*Eufavosites*) *hisingeri* E. N. var. *minima* Rukh., *F.* (*Eufavosites*) cf. *turkmensensis* Rukh., *F.* (*Eufavosites*) *weberi* Orb., *Pachypora* sp. and *Coenites* sp.

The shales and sandstones underlying the Upper Silurian limestones of the Inyl-cheku Range enclose sills of basic effusive rocks, mainly porphyrites, occasionally showing an amigdaloidal structure.

The Upper Silurian of the eastern part of the Terskei-Alatau Range trends as a narrow zone eastwards, from the Karra-kyr Pass, and is represented by a series of metamorphosed sandstones, slates and chlorite schists, as well as of basic effusives rendered schistose by metamorphism. This zone extends farther east beyond the frame of the map, where, according to S. S. Schultz, corals have been discovered by him in limestones resting conformably upon the metamorphic series; the corals identified by B. P. Nekhoroshev as *Favosites* sp. allow to refer the whole of this series to the Upper Silurian (99, 102).

Under the name of Kok-djar series (S_2 ?) there is shown in the map a second zone of schists differing considerably from the preceding in their lithologic characters and type of dislocation, as well as in their very close connection with the series of Pre-Paleozoic (?) metamorphic schists of the northern slope of the Terskei-Alatau Range. In the adjacent south-eastern quarter of Sheet K-44-A this series has been referred by S. S. Schultz to the Upper Silurian (102), a standpoint with which P. A. Gruché and D. I. Yakovlev cannot agree. And it is this divergence of opinions that causes the necessity of treating separately this series containing some still undeciphered connecting links between the oldest metamorphic formations of the SW Quarter of Sheet K-44-A and the schist zone of its SE Quarter — the Upper Silurian age of which is but indirectly proved and therefore bears elements of conventionality.

Lower Devonian deposits are exposed only in the Inylcheku Range where they are represented by a mighty series of marmorized limestones with partings of chloritized and sericitized schists. In the basal parts of the series occurs an Upper Silurian fauna and somewhat higher in the section, yet also in its lower part, — a Hercynian fauna. The best collections of the Hercynian fauna were made to the east of Peak Nansen (beyond the frame of the present map), where, according to the identification by O. Nikiforova, the

following forms have been detected: *Spirifer* ex gr. *togatus* Barr., *Sp.* ex gr. *tire* Barr., *Atrypa* ex gr. *arimaspus* Eichw., *Strophomena* cf. *stephani* Barr., *Karpinskya* sp., *Gastropoda*, *Ostracoda* and *Crinoidea*.

The thickness of the Lower Devonian exceeds 1 km.

The Lower Carboniferous is represented by two types of sections differing from each other in their facies character.

Stratigraphically the Lower Carboniferous may be divided into two parts: 1) top horizons of the Tournaisian — lowermost horizons of the Visean, carrying *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon. and *Productus* ex gr. *deruptus* Rōm., and 2) Visean-Namurian including *Gigantella* sp. at base and *Spirifer bisulcatus* Sow. at top.

A. The tuffaceous-effusive series developed on the northern slope of the Kungei-Alatau Range has at its base a dark grey limestone containing a typical Middle Visean fauna, among which the following forms have been identified by N. A. Beliavsky: *Productus striatus* Fisch., *Pr. antiquatus* Sow., *Pr. concinnus* Sow., *Pr.* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Pr. marginalis* Kon., *Pr. desimilis* Kon., *Pr. fimbriatus* Mart., *Pr. plenus* Sow., *Pr. plicatilis* Sow., *Pr.* cf. *tenuistriatus* Vern., *Streptorhynchus* sp., *Reticularia lineata* Mart., *Spirifer striatus* Sow., *Spirifer* sp., *Brachythyris* sp., *Athyris planosulcata* Phill., *Camarophoria rhomboidea* Phill., *Camarophoria globulina* Phill., *Martinia decora* Phill., *Bellerophon* sp., *Dielasma sacculus* Mart., *Dielasma planosulcata* Phill., *Rugosa*, *Encrinites*.

The fossiliferous limestones are overlain by thick calcareous sandstone beds (200 m), unfossiliferous limestones (50 m) overlain by a calcareous sandstone bed of insignificant thickness (10—20 m) superimposed by effusives: andesite and augite porphyrites, albitophyres associated with tuffs, tuff breccias and conglomerates with pebbles of effusives. The thickness of the effusive portion of the section measures many hundreds of meters. The effusive series being unconformably overlain by the Middle Carboniferous, its age must lie within the Visean. The presence of analogous effusives can moreover be supposed below the limestones with *Spirifer bisulcatus* Sow. cropping out as isolated spots in the cores of anticlinal folds along the Kalndy and Kensumerke rivers.

B. A shale, sandstone, conglomerate and limestone series absolutely free of effusives is developed on the rest of the territory of the sheet, forming, however, two characteristic sub-types.

The sub-type absolutely devoid of shales is developed along the south slope of the Kungei-Alatau, where it is typically pronounced in the Cherkum-bulak section. Here, in a 10 m thick limestone resting upon a basal conglomerate the following forms have been discovered: *Productus griffithianus* Kon., *Pr. undatus* Defr., *Pr. deshayesianus* Kon., *Pr. nystianus* Kon., *Schizophoria mesoloba* Yan., *Martinia decora* Phill., *Reticularia lineata* Mart., *Streptorhynchus crenistria* Phill., *Athyris planosulcata* Phill., *Dielasma sacculus* Mart., and in higher seated limestones: *Productus fimbriatus* Sow., *Pr. plenus* Sow., *Pr. undatus* Defr., *Pr. nystianus*

Kon., *Pr. weberi* Yan., *Pr. striatus* Fisch., *Pr.* (*Pustula*) *elegans* M'Coy, *Pr. punctatus* Keys., *Reticularia lineata* Mart., *R. rostrata* Kut., *Martiniopsis orientalis* Tschern., *Athyris planosulcata* Phill., with *Spirifer bisulcatus* Sow. at the very top of the section.

The second sub-type is characterized by the presence in the section of shale facies of variable thickness, alternating with sandstones, conglomerates and limestones. This sub-type is common in the Terskei Alatau Range.

On the Tekes River this sub-type is characterized by a fauna of: *Productus plicatilis* Sow., *Pr. antiquatus* Sow., *Schizophoria resupinata* Sow., Mart., *Stroptorhynchus crenistria* Phill., *Athyris planosulcata* Phill., *Brachythyris* sp., *Orthoceras* sp. in its shale and sandstone facies, and of *Productus fimbriatus* Sow., *Pr. concinnus* Sow., *Pr. striatus* Fisch., *Pr.* ex gr. *giganteus* Mart., *Reticularia lineata* Mart. in its limestone facies.

The shale and sandstone facies moreover contains a rich microfauna represented by: *Endothyra* ex gr. *parva* Möll., *Endothyra* sp., *Endothyra ameradensis* Harlton, *Palanotextularia* sp., *Stafella struvei* Möll., *Archaeodiscus* sp. (?), *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehr., *T.* sp., *Cribrostemum bradyi* Möll., *Palaeoglobigenerina* sp.

Along the southern slope of the Terskei-Alatau the Visean age is documented by the fauna of the Ming-tur Pass (to the east of the frame of the present map), represented by: *Productus* (*Gigantella*) ex gr. *giganteus* Mart., *Pr. maximus* M'Coy, *Pr.* (*Gigantella*) *latissima* Sow., *Pr. pinguis* M. Wood, *Pr. pugilis* Phill., *Pr. keyserlingianus* Kon., *Pr. teres* N. Wood, *Reticularia lineata* Mart., *Nautilus* sp., *Rugosa*, and single finds of *Productus rectestria* Gröb. and *Pr. latissimus* Sow., along the Kuilu River.

In the south-western corner of the sheet there have been revealed, possibly, Tournaisian beds, with *Leptaena analoga* Phill., *Productus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Pr.* cf. *pixidiformis* Kon., *Spirifer tornacensis* Kon., *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall.

Peculiar is the Lower Carboniferous of the zone of the south slope of the Sary Djas Range and Kuilu-tau, represented by metamorphosed limestones and variegated shales. The fauna of *Productus* ex gr. *deruptus* Röm., *Syringopora* sp., *Lithostrotion* sp., discovered in one locality is indicative of the top horizons of the Tournaisian or the lowermost ones of the Visean; on the other hand, *Bryozoa* discovered in a second locality and identified by A. Nikiforova as *Fenestella compressa* Ulrich, *F.* aff. *serratula* Ulrich, *F.* ex gr. *pskemica* Nikif., *Fenestella* sp. n., *Hemitrypa* aff. *biserialis* var. *burulica* Nikif., *Fistulipora* sp. point to higher seated horizons.

The Middle Carboniferous of the northern slope of the middle part of the Terskei-Alatau Range is represented by a lower, — sandstone and conglomerate portion, a middle, — limestone portion, and an upper, — shale and marl portion and has a visible thickness of 800 m (see text-fig. 56). The limestone contains a fauna of *Cora*

ferganensis Frks., *Dictyoclostus* cf. *tayuanfuensis* Chao, *Marginifera orientalis* Chao, *Choristites* cf. *sophiae* Ilov., *Munella amalitzkii turkestanica* Frks., *Munella* aff. *supramonsuensis* Nik., *Squamularia perplexa* Mc. Chesn., *Pseudomonotis kumpani* Feb., *Aviculopecten* aff. *obliquus* Hind.

On the Djetta-oguz the lower part of the section is intruded by granite and represented by quartzites conformably overlain by limestones with a fauna of *Schuchertella* aff. *crenistria* Phill., *Sch.* aff. *pelaromata* Schloth., *Cora mosquensis* Frks., *C. alpina* Frks., *C. schelvini* Frks., *Chaciella bythycolpos* Schelw., *Dictyoclostus* aff. *genuina inflatus* Mc. Chesn., *D. fredericksi* Ilov., *Brachythyrina* cf. *strangwaisi* Vern.

In the eastern end of the territory mapped, on the Uch-kashka River the limestones contain: *Rhypidomella* (?) sp., *Schizophoria resupinata* Mart., *Chonetes* cf. *holtedahle* Frks., *Ch. jigulinoides* Stuck., *Ch.* cf. *veberi* Frks., *Munella norini* Chao, *Martinia semiconvexa* Chao, *Squamularia perplexa* Mc. Chesn., *Dielasma* sp. cf. *elongata* Schloth., *Syringopora* sp., *Geinitzella* sp., the limestones are overlain by shales alternating with gypsum. The thickness of the gypsiferous shale series increases eastwards to many hundreds of meters and that of the limestone partings with microfauna (*Stafella* ex gr. *struvei* Möller, *Archaeodiscus* sp., *Endothyra* ex gr. *mathildae* Dutk.) up to 200 m.

In the Kungei-Alatau the Middle Carboniferous is represented by calcareus sandstones, and shales with plant remains *(Calamites suckowi* Sternb.).

A thoroughly studied section of the Jurassic (see schematic representation, text-fig. 57), 500 m in thickness is exposed to the west of the territory of the present sheet, in the Soguta region. The presence of *Neocalamites* Zeiller, *Clathropteris meniscioides* Nath., *Marattiopsis Munsteri* Sch., and *Equisetites ferganensis* Sew. point to a Lower Jurassic age of these deposits.

Within the limits of the sheet only separate portions of the above given section are exposed, their correlation being still imperfect.

The Jurassic is unconformably overlain by the Tertiary deposits of which two parts are distinguished on the map: the red-rock deposits and the Neogene. From the basal member of the red-rock deposits is known the tortoise *Stylemis karakolensis* Riab. (78) described by A. N. Riabinin, allowing to place the red beds in the limits of the Oligocene and Lower Miocene. The thickness of the red-rock deposits together with the superjacent red-brown conglomerates into which they are inconspicuously grading, approaches 2500 m. Neogene. The red-rock deposits are overlain by a series of sandstones, marls and clays with rests of a Neogene fauna of *Planera (Zelkova) ungeri* Ett., *Populus balsamoides* Goepp., *Salix varians* Goepp., *Phragmites* sp.

In the north-estern part of the territory of the map, in the Chul-adyr Mountains, in a saliferous argillaceous-marl series a Pliocene fauna of *Limnaeus merzbacheri* Schl., *Planorbis (Gyraulus)*

ing are absent. This fact is not an incidental one, but depends on the difference in the geologic history of the southern and northern parts of the Central Tian-Shan.

The boundary between the two sections (the southern and the northern) first outlined by Keidel (126) is confined, according to new data obtained by D. I. Yakovlev, to the zones of facies transition of Paleozoic deposits and is most sharply revealed in a series of disruptions which are of prime importance not only for the geologic structures on the territory of the sheet described, but of the whole of the Tian-Shan (108). V. A. Nikolaev also considers the boundary between the northern and southern zones of the Tian-Shan to be of a great regional importance (71).

The main folding phenomena of Variscian age are expressed in the southern section by large isoclinal folds reversed to the north and north-west.

The Variscian vulcanism of the southern section is revealed as granite and gabbrodiorite intrusions and, to the south of the frame of the present sheet, also as effusive processes.

The rest of the territory of the sheet lies in the limits of the northern section, on the passage to which the intensity of the folding processes relaxes, this being revealed in the rather simple folding of the Middle Carboniferous and, with particular clearness, in the rather gentle flexure of the Middle Carboniferous along the Uchkashka River. See text-fig. 22.

In the Terskei-Alatau there is stated a southward dip of a series of disruption planes bearing the character of overthrusts. See text-fig. 58.

In the Kungei-Alatau the existence of an unconformity between the Lower and Middle Carboniferous allows to distinguish two phases of Variscian folding.

The approximation of the effusive and sedimentary facies of the Lower Carboniferous bears a tectonic character and is traceable along a thrust line with the corresponding thrust plane dipping northwestwards. See text-fig. 59.

The predominance of transgressive contacts between the Carboniferous deposits and granites in the Terskei-Alatau and Kungei-Alatau ranges is an evidence of but a local distribution there of Variscian intrusions. One of such points is the Djety-oguz Range where (in the region of thermal springs) granite shoots are seen to penetrate and silicify the Middle Carboniferous.

The effusive vulcanism is revealed in the form of Visean extrusions and tuffs on the northern slopes of the Kungei-Alatau.

The unconformity between the Jurassic and the Oligocene-Miocene red-rock deposits is a clear evidence of Pre-Oligocene movements whose Intramesozoic age cannot be proved.

The Alpidian movements are revealed in the Issyk-kul basin by the presence of a large synclinal fold in Tertiary rocks, complicated by an anticlinal bending; these movements cannot be regarded to be a local reaction against the territorial proximity of these series to their tectonic contact with the Paleozoic.

keideli Schl., *Pl. (Gyraulus) karkarensis* Schl. (126) was discovered.

The thickness of the saliferous deposits in Chul'adyr attains 2000 m (52).

The Quaternary deposits of the sheet are represented by different genetic types: lacustrine, alluvial, glacial, fluvio-glacial, etc.

The ancient lacustrine deposits of Lake Issyk-kul, besides the shore zone, form the Sukhoi Khrebet region and, along the valleys of the Tiup and Djargalan rivers, spread far to the east. Besides, a scanty fauna of fresh-water and land mollusks teeth of *Rhinoceras tichorhinus* Fisch. have been discovered in them by V. V. Shumov.

Ancient fluvio-glacial pebble deposits mantle the eroded surface of the foreland of the Terskei-Alatau and the northern slope of the Kungei-Alatau, reaching a thickness of 30—35 m. They are overlain by a continuous cover of loess-like loams which are absent only in river valleys.

Ancient glacial deposits are developed all over the mountainous part of the region. Observations of these latter, as well as of trough valleys show a general retreat of the glaciers.

According to the opinion of the majority of explorers there have been not less than two glaciations in the Tian-Shan (28, 35, 38, 58, 72, 141). But S. S. Schultz, basing upon his observations in the Terskei-Alatau Range, entering into the confines of the present sheet believes the multiplicity of glaciations not to be proved (131).

Pre-Paleozoic tectonic movements and the vulcanism connected with them are clearly evidenced in the Kuilu-tau and Sary-djas ranges by the presence there of a series of migmatite gneisses intruded by granites which are transgressively overlain by Lower Silurian deposits.

The series of metamorphic schists developed in the Kungei Alatau and, especially, in the Terskei-Alatau and showing an extreme development of metamorphic phenomena in its contacts with the granites makes the synchronization of its dislocation and contact metamorphic phenomena with Caledonian movements highly probable. The geologic structures in them are represented by isoclinal, always northwardly reversed folds of about latitudinal strikes, complicated by subsequent disturbances and disruptions.

In the Sary-djas Range the presence of Caledonian folding movements is confirmed by the presence of an unconformity between the Silurian and the basal arkoses of the Lower Carboniferous. Distinguished here are also two phases of Caledonian effusive activity; of these, the first is revealed as sills of diorite porphyrites and deposits of associated tuffs among the Lower Silurian, and the second, — as lava flows in the top parts of the Silurian and the Lower parts of the Devonian. Altered porphyrites and associated tuffs are also present among the Silurian rocks of the Kuilu-tau Range and the Upper Silurian chlorite schists of the Terskei-Alatau.

In the south-eastern end of the sheet, to the south of the Sary-djas divide data evidencing the manifestation of the Caledonian fold-

ing are absent. This fact is not an incidental one, but depends on the difference in the geologic history of the southern and northern parts of the Central Tian-Shan.

The boundary between the two sections (the southern and the northern) first outlined by Keidel (126) is confined, according to new data obtained by D. I. Yakovlev, to the zones of facies transition of Paleozoic deposits and is most sharply revealed in a series of disruptions which are of prime importance not only for the geologic structures on the territory of the sheet described, but of the whole of the Tian-Shan (108). V. A. Nikolaev also considers the boundary between the northern and southern zones of the Tian-Shan to be of a great regional importance (71).

The main folding phenomena of Variscian age are expressed in the southern section by large isoclinal folds reversed to the north and north-west.

The Variscian vulcanism of the southern section is revealed as granite and gabbrodiorite intrusions and, to the south of the frame of the present sheet, also as effusive processes.

The rest of the territory of the sheet lies in the limits of the northern section, on the passage to which the intensity of the folding processes relaxes, this being revealed in the rather simple folding of the Middle Carboniferous and, with particular clearness, in the rather gentle flexure of the Middle Carboniferous along the Uchkashka River. See text-fig. 22.

In the Terskei-Alatau there is stated a southward dip of a series of disruption planes bearing the character of overthrusts. See text-fig. 58.

In the Kungei-Alatau the existence of an unconformity between the Lower and Middle Carboniferous allows to distinguish two phases of Variscian folding.

The approximation of the effusive and sedimentary facies of the Lower Carboniferous bears a tectonic character and is traceable along a thrust line with the corresponding thrust plane dipping northwestwards. See text-fig. 59.

The predominance of transgressive contacts between the Carboniferous deposits and granites in the Terskei-Alatau and Kungei-Alatau ranges is an evidence of but a local distribution there of Variscian intrusions. One of such points is the Djety-oguz Range where (in the region of thermal springs) granite shoots are seen to penetrate and silicify the Middle Carboniferous.

The effusive vulcanism is revealed in the form of Visean extrusions and tuffs on the northern slopes of the Kungei-Alatau.

The unconformity between the Jurassic and the Oligocene-Miocene red-rock deposits is a clear evidence of Pre-Oligocene movements whose Inframesozoic age cannot be proved.

The Alpidian movements are revealed in the Issyk-kul basin by the presence of a large synclinal fold in Tertiary rocks, complicated by an anticlinal bending; these movements cannot be regarded to be a local reaction against the territorial proximity of these series to their tectonic contact with the Paleozoic.

keideli Schl., *Pl. (Gyraulus) karkarensis* Schl. (126) was discovered.

The thickness of the saliferous deposits in Chul-adyr attains 2000 m (52).

The Quaternary deposits of the sheet are represented by different genetic types: lacustrine, alluvial, glacial, fluvio-glacial, etc.

The ancient lacustrine deposits of Lake Issyk-kul, besides the shore zone, form the Sukhoi Khrebet region and, along the valleys of the Tiup and Djargalan rivers, spread far to the east. Besides, a scanty fauna of fresh-water and land mollusks teeth of *Rhinoceras tichorhinus* Fisch. have been discovered in them by V. V. Shumov.

Ancient fluvio-glacial pebble deposits mantle the eroded surface of the foreland of the Terskei-Alatau and the northern slope of the Kungei-Alatau, reaching a thickness of 30—35 m. They are overlain by a continuous cover of loess-like loams which are absent only in river valleys.

Ancient glacial deposits are developed all over the mountainous part of the region. Observations of these latter, as well as of trough valleys show a general retreat of the glaciers.

According to the opinion of the majority of explorers there have been not less than two glaciations in the Tian-Shan (28, 35, 38, 58, 72, 141). But S. S. Schultz, basing upon his observations in the Terskei-Alatau Range, entering into the confines of the present sheet believes the multiplicity of glaciations not to be proved (131).

Pre-Paleozoic tectonic movements and the vulcanism connected with them are clearly evidenced in the Kuilu-tau and Sary-djas ranges by the presence there of a series of migmatite gneisses intruded by granites which are transgressively overlain by Lower Silurian deposits.

The series of metamorphic schists developed in the Kungei Alatau and, especially, in the Terskei-Alatau and showing an extreme development of metamorphic phenomena in its contacts with the granites makes the synchronization of its dislocation and contact metamorphic phenomena with Caledonian movements highly probable. The geologic structures in them are represented by isoclinal, always northwardly reversed folds of about latitudinal strikes, complicated by subsequent disturbances and disruptions.

In the Sary-djas Range the presence of Caledonian folding movements is confirmed by the presence of an unconformity between the Silurian and the basal arkoses of the Lower Carboniferous. Distinguished here are also two phases of Caledonian effusive activity; of these, the first is revealed as sills of diorite porphyrites and deposits of associated tuffs among the Lower Silurian, and the second, — as lava flows in the top parts of the Silurian and the Lower parts of the Devonian. Altered porphyrites and associated tuffs are also present among the Silurian rocks of the Kuilu-tau Range and the Upper Silurian chlorite schists of the Terskei-Alatau.

In the south-eastern end of the sheet, to the south of the Sary-djas divide data evidencing the manifestation of the Caledonian fold-

ing are absent. This fact is not an incidental one, but depends on the difference in the geologic history of the southern and northern parts of the Central Tian-Shan.

The boundary between the two sections (the southern and the northern) first outlined by Keidel (126) is confined, according to new data obtained by D. I. Yakovlev, to the zones of facies transition of Paleozoic deposits and is most sharply revealed in a series of disruptions which are of prime importance not only for the geologic structures on the territory of the sheet described, but of the whole of the Tian-Shan (108). V. A. Nikolaev also considers the boundary between the northern and southern zones of the Tian-Shan to be of a great regional importance (71).

The main folding phenomena of Variscian age are expressed in the southern section by large isoclinal folds reversed to the north and north-west.

The Variscian vulcanism of the southern section is revealed as granite and gabbrodiorite intrusions and, to the south of the frame of the present sheet, also as effusive processes.

The rest of the territory of the sheet lies in the limits of the northern section, on the passage to which the intensity of the folding processes relaxes, this being revealed in the rather simple folding of the Middle Carboniferous and, with particular clearness, in the rather gentle flexure of the Middle Carboniferous along the Uchkashka River. See text-fig. 22.

In the Terskei-Alatau there is stated a southward dip of a series of disruption planes bearing the character of overthrusts. See text-fig. 58.

In the Kungei-Alatau the existence of an unconformity between the Lower and Middle Carboniferous allows to distinguish two phases of Variscian folding.

The approximation of the effusive and sedimentary facies of the Lower Carboniferous bears a tectonic character and is traceable along a thrust line with the corresponding thrust plane dipping northwestwards. See text-fig. 59.

The predominance of transgressive contacts between the Carboniferous deposits and granites in the Terskei-Alatau and Kungei-Alatau ranges is an evidence of but a local distribution there of Variscian intrusions. One of such points is the Djety-oguz Range where (in the region of thermal springs) granite shoots are seen to penetrate and silicify the Middle Carboniferous.

The effusive vulcanism is revealed in the form of Visean extrusions and tuffs on the northern slopes of the Kungei-Alatau.

The unconformity between the Jurassic and the Oligocene-Miocene red-rock deposits is a clear evidence of Pre-Oligocene movements whose Intramesozoic age cannot be proved.

The Alpidian movements are revealed in the Issyk-kul basin by the presence of a large synclinal fold in Tertiary rocks, complicated by an anticlinal bending; these movements cannot be regarded to be a local reaction against the territorial proximity of these series to their tectonic contact with the Paleozoic.

This contact passes here along the whole of the northern slope of the Terskei-Alatau Range and in its different parts is differently pronounced, namely: 1) as a disruption of Mesozoic and Tertiary rocks, of the fault type (see text-fig. 58); 2) as a thrust of the Paleozoic upon the Mesozoic and Tertiary series, accompanied by an upturning and, sometimes, a reversion of the latter (see text-fig. 32).

Closely connected with these disruptions is a series of deformations and dislocations within the body of the Paleozoic massif, expressed both in the form of a continuously developed, strong cataclasis of granites in the contact zone, and the presence of overthrusts in that zone within the limits of Paleozoic formations. See text-fig. 32, 13, 19 (Tekes, Kyzyl-su, Ak-su).

In the mountainous part of the region the folding movements of Alpidian age also are closely connected with disruptions.

Disruptions in cross-strike direction play a very important part and are usually revealed as dislocations composed of a multitude of minor dislocations, but in a few localities allowing to represent the corresponding zones on the map.

The majority of Alpidian movements falls within the outset of the Quaternary.

No manifestations of late vulcanism have been stated on the territory of the sheet. The mineral resources of the territory explored still remain imperfectly known to us. This holds true particularly for ore deposits, concerning which it is still difficult to say, what are the possibilities concealed in the rocks of the S-W quarter of Sheet K-44-A.

Of the nonmetallics there are, first of all, the coals of the Djargalan deposit, and next (with the development of chemical industry), the mirabilite and thenardie deposits in the Chul-adyr mountains, that will soon play a prominent part in the economics of the Kirghiz and Kazakh S. S. R. The salt springs of the Karkara River basin, from which salt is already extracted on a samll scale by primilive methods, may have a local industrial importance.

Deserving exclusive attention are the thermal springs of the south shore of Lake Issyk-kul, with their excellent balneologic properties, their location amidst the salubrious landscape of the Issyk-kul depression and the possibility of wide utilization of kumiss treatment. They doubtless secure for this splendid borderland of our country the significance of an All-Union Health Resort.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Ю. М. та Вознесеньский О. Н. Українська урядова наукова экспедиція до центрального Тянь-Шаня. Отд. оттиск. Стр. 161—164. 1932.

2. Александров А. Поездка в восточный Тянь-Шань к леднику Семенова в 1886 г. Зап. Зап.-Сиб. Отд. Имп. Русск. Геогр. О-ва, кн. 16, вып. 1. Стр. 109—140. Омск. 1893.

3. Аргентов К. И. О геологическом исследовании в Семиреченской области в 1909 г. (Предварительный отчет). Горн. Журн., т. I, № 1. Стр. 38—62. 1911.

4. Аргентов К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пржевальском уезде Семиреченской области в 1911 г. Горн. Журн., т. 4, № 11—12. Стр. 143—168. 1913.

5. Аргентов К. И. Минеральные источники Семиреченской обл. (Аксуйские, Джетыогузские и Иссыгатинские). Горн. Журн., т. 2, № 4. Часть неофф. Стр. 13—42. 1915.

6. Аргентов К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Семиреченской области в 1913 г. Горн. Журн., т. 2, № 4—5. Стр. 57—82. 1916.

7. Аргентов К. И. Семиреченские минеральные источники. Мат. особ. ком. по исслед. союзн. и авт. респ. Ак. Наук, вып. 9, серия Казахстанская. Стр. 20—106. Л. 1927.

8. Берг Л. Озеро Иссык-куль. Землеведение 1904 г., т. II. кн. 1—2. Стр. 1—85.

9. Бирюков В. М. Киргизия как база цветных металлов и редких элементов (вопросы металлогении Тянь-шаня). Ак. Наук СССР. Совет по изучен. произв. сил. «Киргизия». Тр. первой конф. по изуч. произв. сил Кирг. АССР. Стр. 62—89. Л. 1934.

10. Бирюков В. М. Геологическая карта Беркутского района. Рукопись 1933 г.

11. Богданович К. И. Землетрясение 22 декабря 1910 г. (4-го января 1911 г.) в северных цепях Тянь-шаня между Верным и Иссык-кулем. Предварительный отчет. Изв. Геол. Ком., т. 30, № 4. Стр. 329—400(419). 1911.

12. Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я. и Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-шаня 22-го декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 89. СПБ. 1914.

13. Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. СПБ. 1913. Приложение 1, 2, 1917.

14. Венюков М. Замечания об озере Иссык-куле и реке Коншар. Вестн. Имп. Русск. Геогр. о-ва, ч. 30, № 10. Стр. 21—32. 1860.

15. Вознесенский Н. А. Указатель литературы по географии, геологии и полезным ископаемым Северной и Центральной Киргизии. Ак. Наук СССР. Тр. Сов. по изуч. произв. сил. Серия Киргизская, вып. 1. Матер. по геологии и геохимии Тянь-шаня. Часть 2. Стр. 111—125. Л. 1931.

16. Вознесенський О. Н. Геологічна експедиція до г. Хан-Тенгрі к Центральному Тянь-Шані. Отд. оттиск. стр. 124—131.

17. Вознесенський О. Н. Матеріали до геологічної будови западного району Хан-тенгри. «Центральный Тянь-Шань». Праці Української Урядової Наукової Експедиції до Центрального Тянь-Шаня. Т. 2. Харьків. Стр. 407—446. 1936.

18. Голубев А. Извлечение из отчета, представленного в военно-топографическое депо, о результатах астрономических и физических наблюдений в Семиреченском и Заилийском краях, произведенных в 1859 г. Зап. И. Русск. Геогр. О-ва, кн. 2. Стр. 59—104. 1861.

19. Голубев А. Краткий отчет о результатах Иссык-кульской экспедиции. Вестн. Имп. Русск. Геогр. О-ва, ч. 28, I. 1860; Действия Имп. Русск. Геогр. О-ва. СПБ. Стр. 183—198. 1860.

20. Голубев А. Отрывок из путешествия в Среднюю Азию — Заилийский край. Зап. Имп. Русск. Геогр. О-ва. 1861. кн. 3. Стр. 77—130. СПБ. 1861.

21. Грюше П. А. Следы древнего оледенения в восточном Кунгей-алатау. Изв. Гос. Геогр. О-ва. т. 60, вып. 2. Стр. 297—304. 1928.

22. Грюше П. А. Геологический очерк района терм Джеты-огуз и Ак-су. Термы и газы Тянь-шаня. Ак. Наук СССР, Сов. по изуч. произв. сил. Стр. 19—34. М.—Л. 1938.

23. Грюше П. А. Геологическое строение восточной части хр. Терскей-алатау и окрестностей пер. Беркут. 1932.

24. Грюше П. А. О некоторых новых месторождениях к востоку от оз. Иссык-куля. Изв. Всесоюзн. Геол. Разв. Объед., 1931, т. 50, вып. 100. Стр. 1517—1521. Л. 1932.

25. Грюше П. А. Геологическое описание восточной части хр. Куйлю-тау и западной части долины Каркары. 1934.

26. Грюше П. А. и Беляевский Н. А. Геологическое описание восточной части хр. Кунгей-алатау. 1934.

27. Грюше П. А. Геологическое строение северных склонов Терскей-алатау между реками Тосор и Джеты-огуз. 1935.

27а. Грюше П. А. Тектоника восточной части Советского Тянь-Шаня. 1936.

28. Демченко М. А. Верховье ледника Иныльчека и ледника Каинды. «Центральный Тянь-шань». Праці Української Урядової Наукової Експедиції до Центрального Тянь-Шаня, т. 2. Стр. 481—524. Харьків. 1935.

29. Демченко М. А. Украинская правительственная научная экспедиция 1933 г. в Центральный Тянь-Шань. Комит. СССР по провед. Второго междунар. полярн. года при Центр. Упр. ЕГМС. Тр. ледник. экспедиций, вып. 6. Алтай, Хан-тенгри, истоки Зеравшана. Стр. 108—121. Л.-М. 1936.

30. Жавжаров А. А. К геоморфологии долины Каинды, Ат-джайлау и Кан-джайляу (Центральный Тянь-шань). «Центральный Тянь-Шань» Праці Української Урядової Наукової Експедиції до Центрального Тянь-Шаня, т. 2. Стр. 331—402. Харьків. 1935.

31. Игнатьев И. В. Сообщение о работах по участию экспедиции на Хан-тенгри. Журнал общего собрания Императорского Русского Географического Общества 4 февраля 1886 г. Изв. Имп. Русск. Геогр. О-ва 1887, т. 23. Стр. 103—104. СПБ. 1888.

32. Игнатьев И. В. Предварительный отчет об экспедиции для исследования горной группы Хан-тенгри. Изв. Имп. Русск. Геогр. О-ва 1887, Стр. 105—136. СПБ. 1888.

33. Калесник С. В. и Эпштейн С. В. Геологический очерк верховьев Большого Нарына. Комит. СССР по провед. Второго междунар. полярн. года при Центральном Управл. ЕГМС. Тр. ледник. экспедиций, вып. 2 Тянь-Шань, Верховья Большого Нарына. Стр. 189—238. Ленинград 1933.

34. Калесник С. В. и Эпштейн С. В. Геологическое описание хребта Акшийряк и части северного склона Кокшаала. Комит. СССР по провед. Второго междунар. полярн. года при центральном управл. ЕГМС Тр. ледник. экспедиций, вып. 2. Тянь-Шань. Верховья Большого Нарына. Стр. 373—431. Ленинград 1935.

35. Карякин Л. И. и Корнильев А. В. Геологические исследования в бассейнах рек Каинды и Кой-кап. Материалы по геологии Центрального Тянь-Шаня. «Центральный Тянь-Шань». Праці Української Урядової Наукової експедиції до Центрального Тянь-Шаня, т. 2. Стр. 7—207. Харьков. 1935.

36. Карякин Л. И. Геологический очерк долины р. Каинды и бассейна р. Кой-кап. Ак. Наук СССР. Сов. по изуч. произв. сил (СОПС). «Проблемы Киргизской АССР». Тр. 2 Конф. по освоению природн. ресурс. Кирг. АССР (8—12 февраля 1935 г.). Стр. 186—200. М.-Л. 1936.

37. Кассин Н. Г. (Грюше П. А., Ершов С. П., Кассин Н. Г., Лемперт Л. З., Мельников И. И., Нужный Н. Г., Свиричевский А. Ф.). Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне озера Иссык-куля (Семиреченская обл., Пржевальский уезд) в 1914 г. Мин. Земл. Отд. зем. улучш. П. 1915.

38. Кассин Н. Г. (Вихерский В. В., Грюше П. А., Кассин Н. Г. Кириков М. Ф., Николаев В. А., Терлецкий Б. К., Шильников А. А.). Гидрогеологические исследования, произведенные в области Кетменского хребта и бассейна р. Чарына в 1915 г. (Семиреченская обл., Джаркентский уезд). Упр. Водн. Хоз. на межкнл. системах Ср. Азии — Мат. по гидрогеологии, вып. 6, 1916—1926 г.

39. Каульбарс А. В. Материалы по географии Тянь-шаня, собранные во время путешествия 1869 года. Зап. Имп. Русск. Геогр. О-ва, т. 5. Стр. 259—539. 1875.

40. Кейзер Н. А. Материалы для истории, морфологии и гидрологии оз. Иссык-куль. Тр. Ср. Аз. Гос. Университета, серия 12-а, вып. 1. Ташкент. 1928.

41. Кириков А. П. О континентальных отложениях Семиречья. Изв. Геол. Ком., 1927, т. 46, № 5. Стр. 453—462. Ленинград 1927.

42. Комлев Л. В., Прокопенко Н. М. и Чердынцев В. В. Радиоактивность горных пород СССР. Содержание радия в некоторых породах хребта Терской-алатау. Ак. Наук СССР. Тр. Сов. по изуч. произв. сил. Серия Киргизская, вып. 2. Мат. по геол. и геохим. Тянь-шаня, ч. 3. Стр. 53—63. Ленинград 1933.

43. Комлев Л. В. и Прокопенко Н. М. Основные геохимические черты современных термальных процессов среднего Тянь-Шаня. Ак. Наук СССР. Сов. по изуч. природн. ресурсов (СОПС). Тр. Киргизск. комплексн. экспед. 1932—1933 гг., т. 1. Мат. по геол. и геохим. Тянь-шаня, ч. 4. Стр. 155—183. Ленинград 1935.

44. Концевич Н. Г. Новые данные о термальных источниках хребта Терской-алатау. Ак. Наук СССР. Тр. Сов. по изуч. произв. сил. Серия Киргизская, вып. 2. Мат. по геол. и геохим. Тянь-Шаня, ч. 3. Стр. 125—156. Ленинград 1933.

45. Корженевский Н. Л. Опыт подсчета площади оледенения гор Туркестана. Вестник ирригации 1924 г. № 6. Стр. 46—54. Ташкент.

46. Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. Изд. Среднеаз. метеор. инст. Ташкент 1930.

47. Краснов А. Н. Предварительный отчет о гео-ботанических исследованиях в восточном Тянь-шане и его предгорьях, совершенных летом 1886 г. Изв. Имп. Русск. Геогр. О-ва 1887, т. 23. Стр. 136—174. СПБ. 1888.

48. Краснов А. Н. Опыт истории развития флоры южной части Центрального Тянь-шаня. Зап. Имп. Р. Геогр. О-ва, т. 19. 1888.

49. Кузнецов-Угамский Н. Н. Бассейн оз. Иссык-куль как географическое целое. Ак. Наук СССР. Тр. Геоморф. и-та, вып. 1. Стр. 247—280 (282). Ленинград 1931.

50. Кузнецов-Угамский Н. Н. Движение береговой линии оз. Иссык-куль. «Природа». № 12. 1934.

51. Ларк С. С. Геологический отчет о поленых работах 1931 и 1932 гг. 1933.

52. Ларк С. С. Геологический отчет Кетень-Сарыджасской геологической партии. 1934.

53. Липский В. Н. По горным областям Русского Туркестана (Тянь-шаня). Изв. Имп. Русск. Геогр. О-ва 1906, т. 42. Стр. 91—236. СПБ. 1907.

54. Масальский В. Н. Туркестанский край. «Россия». Полное географ. опис. нашего отеч. под ред. В. П. Семенова-Тянь-шанского, т. 19. СПБ. 1913.

55. Мещерский К. Озеро Иссык-куль. Карта 1 : 200 000. Корректировал проф. Л. С. Берг. Изд. Гидр. Упр. Ленинград 1930.

56. Мушкетов И. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану в 1875 г. Зап. Имп. С.-Петерб. Минер. О-ва, 2 серия, ч. 12. Стр. 116—236. СПБ. 1877.

57. Мушкетов И. В. Экспедиция на Хан-тенгри. Отч. Имп. Русск. Геогр. О-ва за 1886 г. Стр. 20—35. СПБ. 1887.

58. Мушкетов И. В. (Mouschketoff I.). Les volcans de l'Asie centrale. 1) Bull. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersb., t. 13. № 1, p. 70–79. 1877. 2) Собрание сочинений И. В. Мушкетова, в. I, Зап. Имп. Русск. Геогр. О-ва по общ. геогр., т. 39, вып. I. Стр. 234—242. СПБ. 1910.

59. Мушкетов И. В. Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г., т. I, изд. 2-е. СПБ. 1915; т. 2, СПБ. 1906.

60. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—Москва 1926.

61. Наливкин Д. В. и Прокопенко Н. М. Материалы к стратиграфии Центрального Тянь-шаня. Ак. Наук СССР. Тр. Сов. по изуч. произв. сил. Серия Киргизская, вып. I. Матер. по геол. и геохим. Тянь-шаня, ч. 2. Стр. 83—96. Ленинград 1931.

62. Некрасова О. И. Петрографическое описание палеозойских пород по району работ Кегень-Сары-джасской партии ЭОН ВЭК в 1933 г. 1934.

63. Некрасова О. И. Петрографическое описание пород по району работ Хантенгринской партии Д. Н. Тарасова 1933 г. 1934.

64. Некрасова О. И. Петрографическое описание палеозойских пород по району работ Кунгейской партии летом 1933 г. ЦНИГРИ. 1934 г.

65. Некрасова О. И. Петрографическое описание пород северного склона Терской-алатау между рр. Тосор и Джеты-огуз по району работ П. А. Грюше в 1934 г. 1935.

66. Некрасова О. И. Петрографическое описание палеозойских пород по маршруту С. С. Шульца из Оша в Каракол в 1934 г. Ак. Наук СССР. Таджико-памирская экспедиция 1934 г. Тр. экспед., вып. 88. Геол. маршрут вдоль Тянь-шаня (материалы к новейшей тектонике). Стр. 135—164. Ленинград. 1936.

67. Никитин Д. В. К вопросу о возрасте пестроцветных отложений Тянь-шаня. Геол. Вестн., 1916, т. 2. Стр. 18—26. П. 1916.

68. Николаев В. А. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-шаня. Геол. Вестн., 1928, т. 6, № 4—6. Стр. 18—23. Ленинград. 1929.

69. Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. Тр. III Всесоюзн. Съезда Геологов 20—26 сентября 1928 г. Стр. 87—106. Ташкент 1929.

70. Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-шаня. Тр. III Всесоюзн. Съезда Геологов 20—26 сентября 1928. Стр. 107—122. Ташкент 1929.

71. Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-шаня. Зап. Всесоюзн. Минер. О-ва, 2-я серия, ч. 62, № 2. 1933.

72. Нотаров В. Д. Геоморфологічні спостереження в долині р. Інильчек. «Центральный Тянь-шань». Праці Украинської Урядової Наукової Експедиції до Центральн. Тянь-шаня, т. 2. Стр. 527—550. Харьків 1935.

73. Прокопенко Н. М. Термальные источники среднего и восточного Тянь-шаня. Ак. Наук СССР. Материалы комиссии экспедиционных исследований, вып. 30. Серия Киргизская. Мат. по геол. и геохим. Тянь-шаня, т. I. Стр. 3—108. Л. 1930.

74. Прокопенко Н. М. Пересечение Центрального Тянь-шаня по маршруту Каракол — Узенгетуш — Нарын. Акад. Наук СССР. Тр. совета по изучению произв. сил. Серия Киргизская, вып. 2. Материалы по геол. и геохим. Тянь-шаня, ч. 3. Стр. 5—40. Л. 1933.

75. Прочухан Д. П. Ак-суйские и Джеты-огузские термальные источники (Киргизия). Ак. Наук СССР. Сов. по изуч. природн. ресурс. (СОПС). Тр. Киргизской комплексной экспедиции 1932—1933 гг., т. 2, Материалы по геолог. и геохим. Тянь-шаня, ч. 5. Стр. 245—268. Л.-М. 1935.

76. Романовский Г. Д. и Мушкетов И. В. Геологическая карта Туркестанского края, составленная в 1881 г. горн. инж. Г. Д. Романовским и И. В. Мушкетовым преимущественно на основании личных наблюдений, произв. с 1874 по 1880 г. Масшт. 30 вер. в дюйме. На 6 лист. Картогр. воен.-топ. отд. Главного штаба. 1884.

77. Рухин Л. Б. Верхнесилурийские табуляты Туркестанского хребта и Хан-тенгри. Изд. Лен. Гос. Ун-та. Л. 1937.

78. Рябинин А. Н. Новая черепаха из нижнетретичных отложений

Семиречья. Изв. Геол. Ком. 1927 г., т. 46, № 3. Стр. 193—198 (199). Ленинград 1927.

79. Сапожников В. В. Предварительный отчет об ученой командировке в Семиреченскую область летом 1902 г. Изв. Имп. Русск. Геогр. О-ва, т. 39, вып. 4. Стр. 273—294. 1903.

80. Сапожников В. В. Предварительный отчет об ученой командировке в Семиреченскую область летом 1902 г. Изв. Томск. Универ. 23. Стр. 1—20. 1904.

81. (Сапожников В. В. Ледники Тянь-шаня). Шокальский Ю. М. Отчет о произведенных в течение 1902 г. наблюдениях над ледниками в России. Изв. И. Р. Г. О., т. 40, вып. 4. Стр. 609—615. 1904.

82. Сапожников В. В. Очерки Семиречья. I. Джунгарские степи. Балхаш. Иссык-куль — Центральный Тянь-шань. Томск 1904.

83. Сапожников В. В. и Шишкин Б. К. Экспедиция в Джаркентский и Пржевальский уезды. Г. У. З. и З. Переселенческое управление. Предварительный отчет о ботанических исследованиях в Сибири и Туркестане в 1912 г. Стр. 187—219. СПБ. 1913 г.

84. Северцов Н. Путешествия по Туркестанскому краю и исследование горной страны Тянь-шаня. СПБ. 1873.

85. Семенов П. П. Первая поездка на Тянь-шань или небесный хребет до верховьев системы р. Яксарта или Сыр-дарьи в 1857 г. Вестн. Имп. Русск. Геогр. О-ва. 1858, ч. 23. II. Исследования и материалы. Стр. 1—24. СПБ. 1858.

86. (Семенов, П. П.) P. v. Semenow's Erforschungsreisen in Inner-Asien im Jahre 1857, seine Aufnahme des Alpensee's Issyk-kul und anderer Teile der nordwestlichen Russich-Chinesischen Grenzländer bis zu den Gletschern des Tian-schan Gebirges „Mitt. aus Jus. Perthes'Geogr. Anst. über wichtige neue Erforschungen auf dem Gesammtgebiete d. Geographie v. Dr. A. Petermann", 1, № 16. S. S, 351—369. 1858

87. Семенов П. П. Предисловие переводчика. Риттер. Землеведение Азии, т. 2. Пер. с дополн. П. Семенова. СПБ. 1859.

88. Семенов П. П. Небесный хребет и Заилийский край. «Живописная Россия», т. 10. Стр. 333—376. СПБ. 1885.

89. Семенов П. П. при содействии Достоевского А. А. История полувековой деятельности Императорского Русского Географического Общества 1845—1895, ч. I. Стр. 267—269. СПБ. 1896.

90. Сикстель Т. А. К стратиграфии меловых и третичных отложений бассейна оз. Иссык-куль. «За недра Ср. Азии», № 4. Изд. Ср.-Аз. ГГТ треста. Стр. 59—62. Ташкент 1934.

91. Сикстель Т. А. Джергаланское каменноугольное месторождение Кирг.АССР. «За недра Ср. Азии», № 5—6. Изд. Ср.-Аз. ГГТ треста. Стр. 113—118. Ташкент 1934.

92. Сорокин Н. Путешествие по русскому Тянь-шаню в 1884 г. Предварительный отчет. Изв. Имп. Русск. Геогр. О-ва, 1885, т. 21, вып. 2. Стр. 113—130. СПБ. 1885.

93. Тарасов Д. Н. Геологическое описание водораздельных хребтов рр. Ишпалчек, Каинды, Кой-кап и центральном Тянь-шане. 1934.

94. Тарасов Д. Н. Геологическое описание Кайндинского и Восточно-Кок-шаальского хребтов центрального Тянь-шаня. 1935 г.

95. Тарасов Д. Н. и Сазонов В. П. В Центральном Тянь-шане. Резюме доклада в общем собрании членов Гос. Геогр. О-ва. Изв. Гос. Геогр. О-ва, 1930 г., т. 62. Стр. 740—742. Ленинград 1930.

96. Топографическое описание работ 1912 г. в Семиреченской области. Извлечение из годового отчета по военно-топогр. отделу Туркестанского военного округа. Зап. Военно-топ. отдела Главн. упр. Ген. штаба, ч. 69, отделение I. Отчет о геодезических, топограф. и картографич. работах, произв. офицер. Корп. военных топогр. в 1912 г. Стр. 124—156. СПБ. 1914.

97. Турутанова-Кетова А. Н. Материалы к познанию горской флоры бассейна оз. Иссык-куль Киргизской АССР. Ак. Наук СССР. Тр. Геолог. музея, т. 8. Стр. 311—356. Ленинград, 1931.

98. Шнитников В. Н. Поездка по Семиречью. Джаркентский и Пржевальский уезды. Изв. Турк. Отд. Имп. Русск. О-ва, 1915, т. 11, вып. 2, ч. I. Стр. 45—171. Ташкент 1915.

99. Шульц С. С. Геологическое описание части северного склона Центрального Тянь-шаня (района рр. Как-пака, Текеса и Кок-джара). ТПЭ. 1934.
100. Шульц С. С. Наблюдения над новейшей тектоникой Тянь-шаня. Ак. Наук СССР. Таджико-памирская экспедиция 1934 г. Стр. 465—476. М.—Л. 1935.
101. Шульц С. С. Геологическое описание маршрута вдоль Тянь-шаня из Оша в Каракол. Ак. Наук СССР. Таджико-Памирская эксп. 1934 г. Тр. эксп., вып. 88, Геол. маршр. вдоль Тянь-шаня. Материалы к новейшей тектонике. Стр. 3—131 (134). Ленинград 1936.
102. Шульц С. С. при участии Некрасовой О. И., Тарасова Д. Н. и Яковлева Д. И. Геологическая карта Средней Азии, лист К-44-А. Юго-восточная четверть (Хан-тенгри). Ср.-Аз. геол. управл. 1938.
103. Шумов В. В. Геологические исследования четвертичных отложений по южному и западному побережью оз. Иссык-куль. Тр. Всесоюзн. Геол. Разв. Объед. НКТП СССР, вып. 225, Материалы по четверт. геологии СССР, ч. I, Стр. 71—79(81). Л.-М. 1932.
104. Шумов В.В. Карта четвертичных отложений Иссык-куля. Ташк. 1932.
105. Яковлев Д. И. Хан-тенгри. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1932 г. 1933.
106. Яковлев Д. И. Геологические предпосылки к развитию горной промышленности в Центральном Тянь-шане. «Киргизия». Тр. первой конф. по изуч. произв. сил Кирг. АССР. Ак. Наук СССР. Стр. 109—116. 1934.
107. Яковлев Д. И. Геологические отряды. Киргизская комплексная экспедиция. Экспедиции Ак. Наук СССР 1933. Стр. 82—85. Ленинград 1934.
108. Яковлев Д. И. Геологическое описание западной части массива Хан-тенгри. 1934.
109. Яковлев Д. И. О некоторых процессах в ледниковых системах. (В порядке постановки вопросов в связи с наблюдениями в Центральном Тянь-шане.) Проблемы Сов. геологии, 1936 г., т. 6, № 3. Стр. 206—224 (225). М.—Л. 1936.
110. Яковлев Д. И. Геологическое строение и оловоносность западной части массива Хан-Тенгри. ЦНИГРИ. 1936.
111. Almasy V. G. Dr. Reise nach West-Turkestan und in den centralen Tiën-Shan. Mittheilungen der K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien, 44 Band. 1901, № 9—10. SS. 239—261. Wien 1901.
112. Almasy Dr. von. Vandor-Utam Azia Szivébe. Budapest 1904.
113. Brockerel Prof. Guiglio. In Asia Centrale. Bolletino Soc. Geogr. Ital. Maggie Lugio 1904.
114. Brockerel Jules. Voyage du prince Scipion Borghèse aux Montes Célestes. Le Tour du Monde, № 39—43, p. 457—504. Paris 1905.
115. Davis William M. A Journey Across Turkestan. Exploration in Turkestan with an Account of the Basin of Eastern Persia and Sistan. Expedition of 1913, under the Direction of Raph. Pumpelly, pp. 23—119. Washington 1905.
116. Friedrichsen Max. Morphologie des Tiën-Schan. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin. Band 34. 1899.
117. Friedrichsen Max. Forschungreise in den Zentralen Tiën-Schan und Dsungarischen Ala-tau (Russisch Zentral-Asien) im Sommer 1902. Mitt. d. Geogr. Gesell. in Hamburg. Band. 20. Hamburg, 1904.
118. Friedrichsen Max Prof. Dr. Die heutige Vergletscherung des Khan-Tengri Massives und die Spuren einer diluvialen Eiszeit im Tiën-Schan. Zeitschr. f. Gletscherkunde, f. Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas, 2 Bd., 1907/08. S. S. 241—270. Berlin 1908.
119. Friedrichsen, M. Beiträge zur Morphologie des Zentralen Tiën-Schan. Dr. A. Pettermans Mitt. aus Justus Perthes'Geogr. Anstalt. 49 Bd. S. S. 134—136. Gotha. 1903.
120. Gröber Paul. Ueber die Faunen des unterkarbonischen Transgressionsmeeres des zentralen Tian-Schan, die in der Umgebung des Sart-dschol Passes gefunden worden ist. Neues Jahrbuch f. Miner., Geol. u. Paläont. 26 Beilage-Band. S. S. 213—246. Stuttgart 1908.
121. Gröber Paul. Carbon und Çarbonfossilien des nördlichen und zentralen Tian-Schan. Abhandl. der K. Bayer Akad. der Wiss. 2 Kl., 24 Bd., 2 Abt. in d. Reihe der Denuschriften 81. S. S. 341—384. München 1909.

122. Gröber Paul. Vorläufiger Bericht über die tectonischen Ergebnisse einer Forschungsreise im südlichen Tien-Schan. Centralblatt für Miner., Geologie u. Paläont. Jahrgang 1910. S. S. 295—303; 338—347. Stuttgart 1910.

123. Gröber Paul. Der südliche Tien-Schan. Geographische Abhandlungen, herausgegeben von Prof. Dr. Albrecht Penck in Berlin, Band 10, Heft 1. Leipzig und Berlin 1914.

124. Huntington Ellsworth. A Geologic and Physiographic Reconnaissance in Central Turkestan. Explorations in Turkestan with an Account of the Basin of Eastern Persia and Sistan. Expedition of 1903, under the Direction of Raphael Pumpelly, PP. 159—216. Washington 1905.

125. Keidel Hans. Geologische Untersuchungen im südlichen Tian-Schan nebst Beschreibung einer obercarbonischen Brachiopodenfauna aus dem Kukurtuk-Tal. Neues Jahrbuch für Miner., Geol. u. Paläont. Beilage Band 22. S.S. 266—384. Stuttgart 1906.

126. Keidel H. Geologische Übersicht über den Bau des zentralen Tian-Schan. Abhandlungen der K. Bayer. Akademie der Wiss. 2 Kl. 23. Bd. 1 Abt. S.S. 91—192. München 1906.

127. Keidel H. Einige Berichtigungen zu meinen Arbeiten über den Tian-Schan. Centralblatt f. Miner., Geol. u. Paläont. Jahrg. 1907, № 9. S.S. 271—275. Stuttgart 1907.

128. Leuchs Kurt. Ueber die Entstehung der Kontinentalen Ablagerungen des Tian-schan. Centralblatt f. Miner., Geol. u. Paläont. № 1. S.S. 22—26. Stuttgart 1914.

129. Merzbacher Gottfried Dr. Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan. Ergänzungsheft № 149 zu Petermanns Mitteilungen. Gotha 1904.

130. Merzbacher G. Forschungsreise in Tien-Schan. Sitzungsberichte math.-phys. Kl. h. d. Bayerisch. Akad. d. Wiss. zu München, 34, 1904, Heft 3. S.S. 277—369. München 1905.

131. Merzbacher Gottfried Dr. The Central Tian-Schan Mountains 1902—1903. London 1903.

132. Merzbacher Gottfried Dr. Der Tian-Schan oder das Himmelsgebirge. Zeitschr. d. Deutsch. und Österreichischen Alpenvereins 1906, 37 Band. S. S. 121—151. Innsbruck 1906.

133. Merzbacher Gottfried Dr. Einige Bemerkungen zu den Reiseberichten von Dr. J. Prinz. Abrégé de bulletin de la Soc. Hongroise de Géographie. Supplément au 35-volume (livraison 4) des Földrajzi Közlemenyek. S.S. 37—41. Budapest 1907.

134. Merzbacher G. Physiographie des Tian-Schan in ihren Beziehungen zum Klima und zur Entwicklung des Pflanzenlebens. Verhandl. des 18 Deutschen Geographentages zu Innsbruck 28. V. — 2. VI 1912. S.S. 36—60 + XII. Berlin 1912.

135. Merzbacher G. Die Physiographie des Tian-Schan. Sonderabdruck aus der Geogr. Zeitschrift, Bd. 19, H. 1. S.S. 1—20. Leipzig 1913.

136. (Merzbacher G.) Karte zu Merzbacher's G. Tian-Schan-Reisen 1902—1903 und 1907—1908. Herausgegeben im Auftrage der Bayer. Akademie der Wissenschaften. München 1928.

137. Petersen Johannes Dr. Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der im Zentralen Tian-Schan und Dzungarischen Alatau während der Saposchnikow'schen Expedition im Sommer 1902 von Dr. Max Friederichsen gesammelten krystallynen Gesteine. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg. Bd. 20. S.S. 241—292. Hamburg 1904.

138. Prinz Gyula Dr. Reiseskizzen aus Centralasien. Abrégé du Bulletin de la Société Hongroise de Géographie 1907—1908. (Supplément au Földrajzi Közlemények) Budapest.

139. Prinz Gyula Dr. Erwiderung auf die Bemerkungen Dr. Gottfried Merzbachers. Abrégé du Bulletin de la Société Hongroise de Géographie. Supplément au 35 volume (livraison 7—8) des „Földrajzi Közlemények", P. 117—120. Budapest 1907.

140. Prinz Gyula Dr. Die Vergletscherung des nördlichen Teiles des Tien-Schan-Gebirges. Mittell. d. K. K. Geogr. Gesell. in Wien. 52 Bd., 1—3H. S.S. 10—75. Wien 1909.

141. Richarz Steph. Die Gesteine des Profils durch das Bayumkol-Tal im nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan. Abh. der K. Bayer. Akademie der Wiss., 2 Kl., 23 Bd., 1 Abt. S.S. 91—192. München 1906.

142. Schellwien E. Prof. Dr. Palaeozoische Kalke aus dem Zentralen Tiën-Schan. Auf Grund des von Dr. Max Friederichsen auf der Saposchnikow'schen Expedition im Sommer 1902 gesammelten Materials. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. 20. S.S. 295—296. Hamburg 1904.

143. Schlosser Max. Über fossile Land- und Süsswassergastropoden aus Centralasien und China. Annales. Musei Nationalis Hungarica, 4. S.S. 372—405. 1906.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 5

Глава I. **Орография.** Д. И. Яковлев 8

Глава II. **Изученность района.** Д. Н. Тарасов 22

Глава III. **Геологическое описание речных долин:**

А. Речные долины бассейна оз. Иссык-куля. П. А. Грюше 36

Система р. Джууки 36
Долина р. Малой Кызыл-су 39
Система р. Большой Кызыл-су 40
Долина р. Сют-булак 48
Горы Оргочер 49
Система р. Джеты-огуз 49
Долина р. Ирдык 58
Система р. Каракол 59
Система р. Ак-су 67
Долина р. Большой Джергес 76
Долина р. Ичке-джергес 78
Система р. Бозщук 79
Система р. Тургень-аксу 82
Система р. Джаргалан 86
Система р. Тюп 91
Долины рек южного склона Кунгей-алатау, впадающих в Иссык-куль 101

Б. Речные долины бассейна Балхаша. П. А. Грюше 102

Верховья правобережных притоков р. Чилика 102
Система и левобережные притоки р. Кегеня-Чарына 104
Система р. Каркары 112
Система р. Б. Джаланач 112
Система р. Кок-джар-Каркары. С. С. Шульц 116
Правые притоки р. Каркары (рр. Кур-Каркара и Джель-Каркара) С. С. Шульц 121
Правые притоки р. Каркары (р. Кайнатма-туз, горы Чуль-адыр и прочие реки). П. А. Грюше 122
Левые притоки р. Каркары 123
Рр. Талды-булак и Чарганак 126
Долина р. Текеса. С. С. Шульц 127

В. Речные долины Таримского бассейна 131

Долина р. Сары-джаса. Д. И. Яковлев 131
Прибрежные притоки Сары-джаса. П. А. Грюше 138
Р. Туюк-учкелеташ 138
Р. Кепь-су 139
Долина р. Беркут 139
Система р. Оттук 141
Долина р. Куйлю Восточной 143
Урочища Шукюр и Арита-токпар 147
Р. М. Талды-су 149
Долина р. Б. Талды-су 150
Система р. Сары-чат — Ирташ — Уч-куль 152

Стр.

Левобережные притоки Сары-джаса. Д. И. Яковлев 154

Рр. Чон-курумду и Кичене-курумду 154
Р. Шилун 156
Р. Карагайты 162
Р. Мукачи 165
Р. Тез 168
Р. Инылчек 171
Р. Каинды. Д. Н. Тарасов 185

Глава IV. **Стратиграфия**

Протерозойские (?) и во всяком случае досилурийские немые свиты. П. А. Грюше 196
А. Свита гнейсов хр. Куйлю-тау 197
Б. Свита метаморфических сланцев 199
Силурийская система. Д. И. Яковлев 201
А. Нижний силур 204
Б. Верхний силур 208
Нижний девон. Д. И. Яковлев 212
Нижний карбон. Д. Н. Тарасов 213
А. Туфогенно-эффузивная свита нижнего карбона 214
Б. Сланцево-конгломерато-песчаниковая и известняковая свиты нижнего карбона 217
Средний карбон. П. А. Грюше 223
Юрская система. П. А. Грюше 228
Третичная система. П. А. Грюше 231
1. Красноцветные конгломераты 231
2. Бурые мергелистые конгломераты 235
Неогеновые отложения 237
Четвертичные отложения. Д. Н. Тарасов 239

Глава V. **Интрузивные породы.** О. И. Некрасова

Сары-джасский хр. и хр. Куйлю-тау 243
Хр. Инылчекский 245
Хр. Терскей-алатау 248
Хр. Кунгей-алатау 255

Глава VI. **Тектоника и вулканизм.** П. А. Грюше

Преимущественно допалеозойские движения 258
Преимущественно каледонские движения 259
Варисцийские проявления складчатости и вулканизма 263
Альпийская складчатость 270

Глава VII. **Полезные ископаемые**

Металлы. Д. И. Яковлев 274
Золото 275
Малые металлы 278
Кобальт 281
Свинец (полиметаллы) 282
Медь 284
Зоны пиритизации 284
Неметаллические ископаемые. П. А. Грюше 286
Флюорит 286
Каменный уголь 286
Соли 289
Термальные источники 291

Summary 293

Литература 303