

ГИИ
А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 102, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 33). 1948

И. М. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, А. А. ВОГДАНОВ и И. Ф. ТРУСОВА
ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

Н. С. ЗАЙЦЕВ и Н. В. ПОКРОВСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ТЕС-БУЛАК
В БЕДПАК-ДАЛА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

И. М. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, А. А. БОГДАНОВ и И. Ф. ТРУСОВА

ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

*Светлой памяти Николая Петровича Кузнецова,
героически погибшего под Берлином, посвящают
эту работу авторы*

1. ВВЕДЕНИЕ

В 1911 г. А. А. Козырев дал первое описание геологического строения Голодной степи. По его данным, между р. Сары-су на севере и горами Булат на юге развиты преимущественно граниты, порфиры, разнообразные сланцы, песчаники, кварциты и известняки, возраст которых, согласно господствовавшим в то время воззрениям А. А. Краснопольского и А. К. Мейстера, был принят девонским. Позднее Д. И. Яковлев (1941), изучая юго-восточную часть Голодной степи, выделил из «девонской» формации резко отличные по составу и степени метаморфизма свиты докембрийского, нижне- и верхнесилурийского и девонского возрастов. Сопки Булат являлись самым северным пунктом исследований Д. И. Яковлева; он отнес слагающие их яшмы и кварциты к силуру.

В 1931—1932 гг. В. Ф. Беспалов (1938) по левобережью р. Сары-су, в пределах рр. Ата-су и Талды-манака также выделил из «девона» комплексы докембрия, нижнего и верхнего силура и девона, смятые в сложные складки меридионального простирания — к югу от р. Сары-су и широтного — к северу от нее. В. Ф. Беспалов значительно уточнил контуры гранитных массивов, которые на карте А. А. Козырева оказались сильно преувеличенными. Таким образом территория, расположенная к югу от верховьев р. Ата-су вплоть до сопки Булат, кроме А. А. Козырева и его сотрудников, никем из геологов не посещалась. Это обстоятельство существенно сказалось на сводных геологических картах Центрального Казахстана.

На последней из них, составленной в 1939 г. для «Геологии СССР», Н. Г. Кассин в северной части Голодной степи, в пределах верховий рр. Кок-тас и Ата-су, показал огромный гранитный массив (площадью свыше 20 000 км²), прикрытый покровами девонских кислых лав. По размерам

и форме этот массив в плане резко отличен от остальных гранитных массивов Северо-восточного Казахстана, что, наряду с наличием в этом районе выступов докембрийского фундамента, допускало возможность существования крупных структур, отличных от структур остальной части Северо-восточного Казахстана. Это обстоятельство побудило Центрально-Казахстанскую экспедицию провести маршрутное пересечение Голодной степи от р. Ата-су до сопок Булат.

Авторами предлагаемого очерка в 1939 г. была произведена съемка (в масшт. 1 : 200 000) узкой полосы между 71 и 72° в. д. и 46° 40' и 49° 00' с. ш., в итоге которой была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000.¹ После этого была сделана экскурсия в район гор Джильтау — Майджарлыган 73° в. д. и 45° с. ш. Ряд наблюдений в обоих районах заставляет пересмотреть некоторые основные вопросы геологии области. Это и побуждает нас опубликовать свои выводы, несмотря на недостаточную систематичность и местами неполноту наблюдений, объясняющиеся чрезвычайной краткостью работ (25 дней).²

В организации и проведении работ принимал деятельное участие покойный Н. П. Кузнецов.

II. СТРАТИГРАФИЯ (И. М. Архангельская)

Как уже было отмечено, В. Ф. Беспалов установил, что в бассейнах рр. Ата-су, Талды-манака и Сары-су широко развиты образования докембрия, нижнего и верхнего силура, девона, карбона и граниты разного возраста. Те же свиты нами были встречены и южнее — в северной части Голодной степи (см. карту фиг. 1). Определение их возраста в большинстве случаев затрудняется отсутствием органических остатков.

Докембрий

В центральной части района с севера на юг тянутся массивы гор Актау, Кабантау, Джильтау, Джаман-джал, сложенные докембрийскими белыми кварцитами. Массивы представляют серию узких параллельных гряд сопок с зубчатыми или сглаженными вершинами и крутыми оголенными склонами. Между ними в узких долинах местами обнажаются темнозеленые слюдяные сланцы. Остальные участки развития докембрийских пород, гранито-гнейсов и гранитов выражены в рельефе невысокими холмами, иногда пологими грядами сопки и многочисленными широкими долинами. Направление гряд и отдельных сопки точно воспроизводит простираание пород.

Таким образом докембрийский комплекс непрерывной полосой в 20—25 км шириной прослеживается на 80 км от гор Актау до сопки Джаман-джал. Действительную площадь распространения докембрия установить не удалось, так как не была исследована восточная часть массива. От гор Кызылтау почти непрерывно на северо-восток к сопкам Алабас (в 20 км

¹ При работах мы располагали для северной части района (до 47° 40') прекрасными топографическими картами (масшт. 1 : 100 000 и 1 : 200 000), а в южной принуждены были вести маршрутную съемку на глазомерной основе, за отсутствием каких-либо карт.

² Петрографическая обработка собранных коллекций была произведена И. Ф. Трусовой (глубинные породы) и И. М. Архангельской (докембрийский комплекс и осадочные породы). Палеонтологические сборы определялись В. Н. Вебером, В. П. Нехорошевым, Н. В. Литвинович и Н. А. Штрейс. Авторство отдельных участников работы оговаривается в тексте, общая сводка и редакция выполнены А. А. Богдановым.

и форме этот массив в плане резко отличен от остальных гранитных массивов Северо-восточного Казахстана, что, наряду с наличием в этом районе выступов докембрийского фундамента, допускало возможность существования крупных структур, отличных от структур остальной части Северо-восточного Казахстана. Это обстоятельство побудило Центрально-Казахстанскую экспедицию провести маршрутное пересечение Голодной степи от р. Ата-су до сопок Булат.

Авторами предлагаемого очерка в 1939 г. была произведена съемка (в масшт. 1 : 200 000) узкой полосы между 71 и 72° в. д. и 46° 40' и 49° 00' с. ш., в итоге которой была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000.¹ После этого была сделана экскурсия в район гор Джильтау — Майджарлыган 73° в. д. и 45° с. ш. Ряд наблюдений в обоих районах заставляет пересмотреть некоторые основные вопросы геологии области. Это и побуждает нас опубликовать свои выводы, несмотря на недостаточную систематичность и местами неполноту наблюдений, объясняющиеся чрезвычайной краткостью работ (25 дней).²

В организации и проведении работ принимал деятельное участие покойный Н. П. Кузнецов.

II. СТРАТИГРАФИЯ (И. М. Архангельская)

Как уже было отмечено, В. Ф. Беспалов установил, что в бассейнах рр. Ата-су, Талды-манака и Сары-су широко развиты образования докембрия, нижнего и верхнего силура, девона, карбона и граниты разного возраста. Те же свиты нами были встречены и южнее — в северной части Голодной степи (см. карту фиг. 1). Определение их возраста в большинстве случаев затрудняется отсутствием органических остатков.

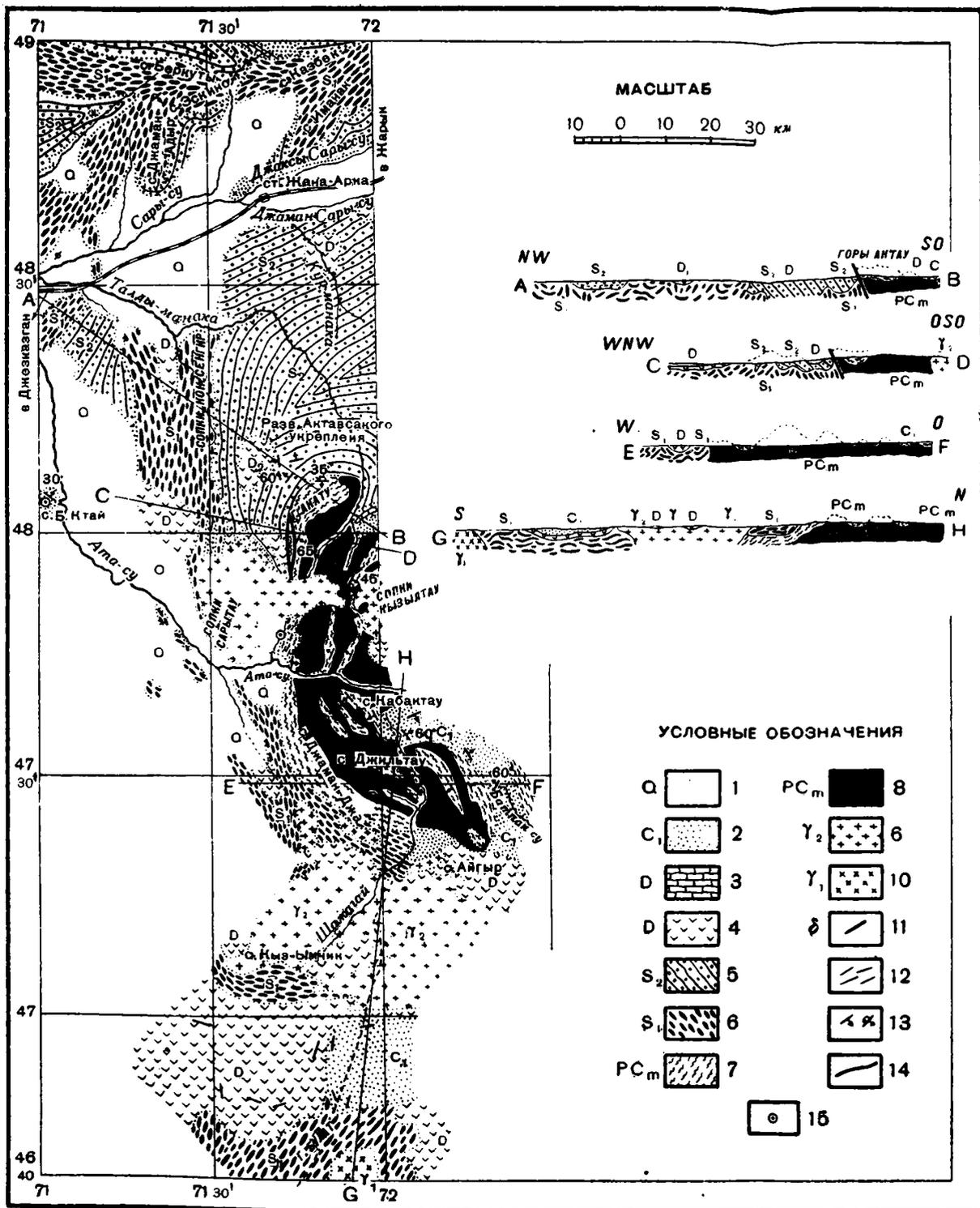
Докембрий

В центральной части района с севера на юг тянутся массивы гор Актау, Кабантау, Джильтау, Джаман-джал, сложенные докембрийскими белыми кварцитами. Массивы представляют серию узких параллельных гряд сопки с зубчатыми или сглаженными вершинами и крутыми оголенными склонами. Между ними в узких долинах местами обнажаются темнозеленые слюдяные сланцы. Остальные участки развития докембрийских пород, гранито-гнейсов и гранитов выражены в рельефе невысокими холмами, иногда пологими грядами сопки и многочисленными широкими долинами. Направление гряд и отдельных сопки точно воспроизводит простираение пород.

Таким образом докембрийский комплекс непрерывной полосой в 20—25 км шириной прослеживается на 80 км от гор Актау до сопки Джаман-джал. Действительную площадь распространения докембрия установить не удалось, так как не была исследована восточная часть массива. От гор Кызылтау почти непрерывно на северо-восток к сопкам Алабас (в 20 км

¹ При работах мы располагали для северной части района (до 47° 40') прекрасными топографическими картами (масшт. 1 : 100 000 и 1 : 200 000), а в южной принуждены были вести маршрутную съемку на глазомерной основе, за отсутствием каких-либо карт.

² Петрографическая обработка собранных коллекций была произведена И. Ф. Трусовой (глубинные породы) и И. М. Архангельской (докембрийский комплекс и осадочные породы). Палеонтологические сборы определялись В. Н. Вебером, В. П. Нехорошевым, Н. В. Литвинович и Н. А. Штрейс. Авторство отдельных участников работы оговаривается в тексте, общая сводка и редакция выполнены А. А. Богдановым.

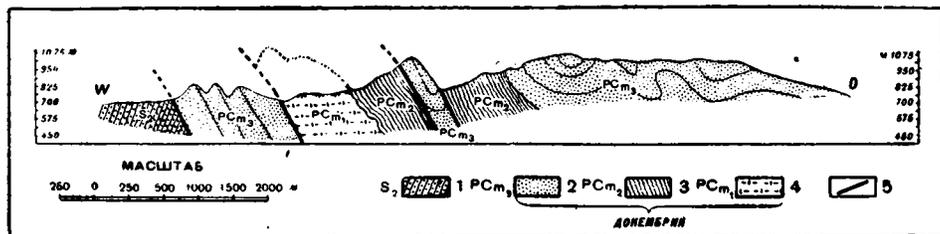


Фиг. 1. Геологическая карта района гор Актау-Булат (Голодная степь).

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний карбон; 3 — верхний девон (Франкский ярус); 4 — девон (эффузивная свита); 5 — верхний силур; 6 — нижний силур; 7 — докембрий (верхний комплекс); 8 — докембрий (нижний комплекс); 9 — граниты и гранит-порфиры герцинские; 10 — граниты каледонские; 11 — амезвины каледонские; 12 — простирания; 13 — наклонное и опрокинутое залегание; 14 — надвиг; 15 — признаки оруденения.

к северо-востоку от Кызылтау) прослеживаются метаморфические сланцы и «вторичные кварциты», описанные А. П. Лебедевым (1936). В южной половине массива (сопки Джаман-джал и Джильтау), где меридиональные простирания постепенно сменяются юго-восточными и широтными, хорошо виден его заворот на юго-восток. Дальнейшее распространение пород докембрия в юго-восточном направлении нами не прослежено. Следует указать, что в районе ст. Киик — верховьях р. Моинты известны небольшие выходы катаклазированных гранитов, гранито-гнейсов, кварцитов, кварцитовидных песчаников, слюдяных сланцев и филлитов, имеющих большое сходство с докембрием Голодной степи.

Исследованная нами полоса развития древних пород сложена разнообразными гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, кварцитами и кварцитовидными песчаниками. Особенно широко распространены гранито-гнейсы, на которых в виде узких полос залегают разнообразные сланцы и кварциты. Такое соотношение было прослежено в горе Джильтау, к западу от горы Кызылтау и особенно четко наблюдалось в горах Актау, разрез через центральную часть которых мы приводим на фиг. 2; описание ведется с востока на запад.



Фиг. 2. Разрез через центральную часть гор Актау.

1 — песчаники и сланцы верхнего силура; 2 — кварциты и кварцитовидные песчаники докембрия; 3 — филлиты докембрия; 4 — катаклазированные граниты и гранито-гнейсы докембрия; 5 — надвиги.

1. Центральная гряда массива Актау, так же как и следующие на восток гряды, сложена белыми сахаровидными зернистыми кварцитами, смятыми в сложные крутые складки и разбитыми трещинами на крупные глыбы. Простирание пород колеблется от южного — 180° до юго-западного 200° , углы наклона от 40° до 90° . Мощность кварцитов измерить здесь точно очень трудно, но во всяком случае она превышает 500 м.

2. Крутой гребень сменяется более пологим склоном, сложенным бурыми, красновато-бурыми и серыми зернистыми кварцитовидными песчаниками с прослоями кварцитов. Мощность 300 м. Южнее по простиранию на расстоянии 0.5 км мощность их уменьшается до 200 м.

3. Ниже по склону выходит филлитовая толща мощностью более 50 м. В подошве свиты падение юго-восточное $100^\circ \angle 65^\circ$. Филлиты слагают ядро размытой антиклинальной, опрокинутой на запад складки, осложненной серией надвигов. Пестрые красновато-зеленые, сильно гофрированные, рассланцованные филлиты переслаиваются с темнозелеными тонколистоватыми песчанистыми филлитами, мощностью 200 м.

4. Тонколистоватые разности сменяются плотными окремненными, иногда полосчатыми, сильно перемятыми и песчанистыми разностями филлитов, мощностью 50 м.

5. Чередование тонкополосчатых филлито-глинистых сланцев с бурыми и зеленоватыми кварцитовидными песчаниками. Падение на во-

сток чрезвычайно выдержанное. Местами наблюдаются мелкие вторичные складки с западным падением.

6. Севернее в 1.5 км наблюдается периклинальное окончание антиклинальной складки. Сланцы по простиранию сменяются бурыми кварцитовидными песчаниками. Последние также слагают западное крыло складки. Они обычно обнажаются по восточному склону второй гряды.

7. Далее следуют красно-бурые, бурые и белые рассланцованные сахаровидные слоистые кварциты, слагающие западную гряду сопок.

8. По западному склону обнажаются темнозеленые филлиты, аналогичные вышеупомянутым. Они чрезвычайно сильно перемяты, гофрированы; в мелких складках наблюдается запрокидывание на запад. Наклон пород попрежнему восточный. Вышележащая толща кварцитов надвинута здесь на филлиты. Надвиг установлен по чрезвычайно интенсивной перемятости нижележащих пород с запрокидыванием складок на запад и по выпадению из разреза мощной толщи песчаников.

9. В ложине в невыясненных соотношениях с филлитовой толщей обнажаются сильно катаклазированные микроклиновые граниты, местами превращенные в милониты. Ширина выхода 550 м.

10. К западу от гранитов обнажаются молочно-белые яшмовидные кварцитовые сланцы, сильно смятые, слагающие невысокую гряду сопки, мощностью 50 м.

11. Западнее над кварцитами лежат светлозеленые сланцы, мощностью в несколько метров.

12. Следующая более высокая гряда сложена белыми рассланцованными кварцитовидными песчаниками с прослоем около 1 м белых серицитовых филлитов. Вершину слагают белые, розоватые и желтые слоистые и плитчатые кварциты. Падение к востоку $< 80^\circ$.

13. Самая западная гряда Актау сложена чередующимися темнокрасными и белыми давленными кварцитовыми сланцами. Наклон пород попрежнему восточный. Мощность 80 м.

В западной половине разреза широко развита система надвигов, приуроченных к контактам резко различных по составу свит. Зона надвига проходит в поле развития гранитов и кварцитовых толщ. Граниты полосчаты и передавлены; кварциты превращены в кварцитовые сильно перемятые сланцы. Интенсивность перемятости пород вообще резко возрастает в этой части разреза. Соотношение кварцитов и гранитов указывает на более древний возраст первых, так как никаких изменений в интенсивности перекристаллизации кварцитов и кварцитовых сланцев не наблюдается. Граниты несут на себе следы давления (они очень близки к гнейсам).

Таким образом в центральной части гор Актау наблюдаются две крупные антиклинальные складки, из которых западная отличается значительно более сложным строением — ее ядро сложено милонитизированными гранитами и оба крыла сорваны надвигами.

Наиболее древними породами, слагающими сопки Актау, являются катаклазированные граниты, выше сменяющиеся зелеными филлитами (общей мощностью в 300—400 м) и кварцитами (мощностью более 500—700 м).

Гранито-гнейсы и катаклазированные граниты нами не разделяются. Граниты слагают широкую площадь между горами Актау, а также обнажаются к востоку от Кабантау по руслу р. Шажай.

Гранито-гнейсы представляют темные или светлые, серые, белые, буроватые и розовые, сильно перемятые, полосчатые породы с порфиробластами розовых и белых полевых шпатов и кварца, иногда дости-

гающих 1 см. На светлом фоне кварцево-полевошпатовой массы резко выделяются серовато-зеленые и буроватые тонкие прослои слюдястых чешуек. Породы всегда нацело перекристаллизованы и в различной степени мионитизированы. Структура обычно гранобластическая, порфиroidная, текстура полосчатая. Состоят они из микроклин-пертита, плагиоклаза (альбита), кварца, мусковита и биотита. Из второстепенных минералов постоянно присутствует в значительном количестве флюорит; часто встречаются циркон, турмалин, апатит, ильменит, сфен, редко топаз и касситерит. Кварц и полевые шпаты образуют крупные зерна с неправильными очертаниями; нередко бывают разбиты на более мелкие зерна с резко облачным погасанием. Порфиробласты погружены в перетертую и перекристаллизованную кварцево-полевошпатовую массу, обогащенную слюдой в переменном количестве.

Микроклин — главный породообразующий минерал гранито-гнейсов — всегда имеет пертитовые вроски. Иногда видны идиоморфные кристаллы и неправильные округлые включения альбита. Микроклиновая решетка часто выражена очень плохо благодаря пертитовому прорастанию и развитию вторичных минералов — каолинита и серицита; последнего бывает очень много. В подчиненном количестве присутствуют небольшие кристаллы и зерна альбита. По слюдам гранито-гнейсы можно подразделить на мусковитовые и двуслюдяные, ничем более существенно не различающиеся. Слюды образуют мелкие чешуйки, обычно ориентированные по сланцеватости породы. К слюдястым прослоям обычно приурочены скопления акцессорных минералов. Рудный минерал образует чрезвычайно неправильные агрегаты, к которым приурочены кристаллы сфена и циркона. Апатит иногда образует кристаллы до 0.5 мм; чаще бывает неправильной формы.

В толще гранито-гнейсов встречаются участки гранитов, в различной степени перекристаллизованные и мионитизированные. Очень редки граниты, в слабой степени затронутые только катаклазом. Между гранитами и мионитами наблюдается серия постепенных переходов. По составу граниты ничем не отличаются от гранито-гнейсов. Обычно это щелочные лейкократовые граниты, местами подвергшиеся перекристаллизации. В мионитизированных гранитах крупные (до 1 см) зерна кварца и полевых шпатов имеют овальную форму с пережатыми концами и нередко распадаются на отдельные участки, угасающие полосами. Они погружены в мелкую перетертую кварцево-слюдястую массу. Кварц обладает волнистым угасанием, часто бывает полосчат. Зоны скопления заполнены ожелезненной слюдястой массой. Макроскопически граниты от гнейсов не отличаются. Это обычно белые или светло- и темносерые, сильно передавленные, полосчатые гнейсовидные породы с порфиробластами полевых шпатов и кварца. Иногда рассланцевание и полосчатость в них бывают слабо выражены.

С гранито-гнейсами и гранитами связаны кварцевые жилы, широко развитые в районе сопок Джильтау, и гранит-порфиры.

Гранито-гнейсы и граниты сменяются выше мощным, резко отличным по составу и сложению осадочным комплексом. Нижние его горизонты сложены кристаллическими слюдяными и кварцево-серицитовыми сланцами и филлитами, сменяющимися выше кварцитами и кварцитовидными песчаниками. Кристаллические сланцы обнажаются в районе оловянного месторождения Каз-калаи, к югу от сопок Джильтау, на северо-западном окончании сопок Кызылтау; филлиты слагают склоны сопок в западной половине массива Актау. Часто непосредственно на гранито-гнейсы ложатся белые, красноватые и светлорубые кварциты.

Кристаллические сланцы — темные, серые, зеленые и бурые тонколистоватые, сильно перемятые, нередко гофрированные породы с шелковистым блеском. В зависимости от состава слюд они подразделяются на двуслюдяные и кварцево-серицитовые сланцы.

Двуслюдяные сланцы состоят из чередования кварцевых зерен и чешуек слюд. В небольшом количестве присутствуют полевые шпаты; из второстепенных минералов — циркон, турмалин, рудные зерна. Породы нацело перекристаллизованы, следов дробления нет, структура роговиковая. Кварц образует прослой, состоящие чаще из изометрических зерен. К этим прослоям приурочены отдельные зерна полевых шпатов и небольшое количество слюды. Кварцевые прослой сменяются более тонкими часто гофрированными слюдястыми прослойками, к которым обычно приурочены рудные зерна неправильной формы и мелкие кристаллы циркона и турмалина. Слюдяные полосы преимущественно сложены бесцветными довольно крупными листочками мусковита. В меньшем количестве присутствует бурый биотит, иногда замещающийся зелеными листочками хлорита. Турмалин образует мелкие удлинённые кристаллы буровато-зеленого цвета с отрицательным удлинением. Иногда в незначительном количестве присутствуют мелкие чешуйки серицита.

Кварцево-серицитовые сланцы встречаются наравне с двуслюдяными и отличаются от них отсутствием мусковита и биотита. Эти породы перекристаллизованы.

В горах Актау широко развиты филлиты, среди которых встречаются песчаные и глинистые разновидности. Преобладают типичные филлиты — тонколистоватые светлорозовые, серые, зеленые, красновато-бурые или темносерые плотные сланцы с шелковистым блеском; нередко они имеют пятнистую красную расцветку, ярко выделяющуюся на общем темном серовато-зеленом фоне породы. Филлиты перемяты, часто гофрированы. Состоят эти породы из мелких зерен кварца, погруженных в слюдястую мелкочешуйчатую серицитовую массу; кварц и серицит чередуются тонкими полосками с преобладанием одного из этих минералов; часто слюдястые прослойки подчеркивают микрогофрировку. Нередко можно наблюдать, что первичная слоистость не совпадает с направлением рассланцевания (угол доходит до 90°). При значительном содержании зерен кварца, достигающих до 1 мм, филлиты становятся песчаными; иногда они содержат несколько меньше серицита и приближаются к глинистым сланцам. Изредка в небольшом количестве присутствуют мелкие чешуйки зеленого биотита и бесцветного мусковита. Из второстепенных минералов всегда имеется рудный минерал — последний часто замещается бурими гидроксидами железа; иногда встречается рутил в виде скелетносетчатых форм — сагенита. По сланцеватости, вдоль слюдястых прослоек, нередко происходит обогащение лимонитом, придающим породе буроватый оттенок.

На филлиты ложатся желтые и красновато-бурые кварцитовидные песчаники и кварциты, сменяющиеся выше мощной толщей молочно-белых зернистых сахаровидных слюдястых кварцитов и кварцитовидных песчаников. На западном склоне гор Актау в лежачем крыле надвига кварциты и кварцитовидные песчаники превращены в кварцитовые сланцы. Породы отличаются большой плотностью; часто бывают сильно рассланцованы; нередко наблюдаются ребристые следы скольжения; изредка встречаются брекчированные разновидности (на левом берегу р. Шажагай). Кварциты и песчаники характеризуются жирным блеском, раковистым изломом; сланцы и мелкозернистые разновидности имеют яшмовидный облик. Кварцитовидные песчаники состоят из крупных (до 0.5 мм) неправильных зерен кварца; последние всегда имеют следы сильного давления в виде

рассланцевания, дробления, резко волнистого угасания и ориентированного расположения зерен. Крупные зерна носят обломочный характер; все зерна более или менее окатаны. Обломки погружены в мелкозернистую кварцево-слюдистую или кварцево-железистую массу; в зависимости от количества гидроокислов железа меняется окраска породы — от белой до красновато-бурой. Цемент состоит преимущественно из кварцевых зернышек. Содержание слюд меняется от незначительного до 20%; слюда принадлежит преимущественно серициту, но иногда примешиваются пластинки мусковита и зеленые чешуйки хлорита. Почти всегда присутствуют отдельные мелкие окатанные зерна циркона и рудного минерала; в некоторых шлифах можно наблюдать псевдоморфозы лимонита по пириту, но чаще рудный минерал образует неправильные скопления, точечные включения и натеки; обычно он замещается гидроокислами железа. В некоторых разностях кварцитов и песчаников наблюдается полосчатость, которую подчеркивает ориентированное расположение слюд в цементе; тип цемента обычно контактовый, редко базальный. Кварциты от песчаников отличаются меньшим содержанием слюд и перекристаллизацией породы; перекристаллизация происходит неравномерно, что часто можно наблюдать в одном шлифе. Кварциты обычно имеют роговиковую структуру; брекчированные кварцитовидные песчаники редко встречаются среди толщ кварцитов и кварцитовидных песчаников; обломки имеют остроугольную форму и размеры от 3 мм до 3 см; цементируются они бурыми гидроокислами железа.

В районе сопок Джильтау и на западном склоне Кызылтау кварцитовидных песчаников нет; породы характеризуются значительно более глубоким метаморфизмом. Здесь широко развиты зернистые слюдистые кварциты, макроскопически похожие на песчаники, залегающие на кристаллических сланцах. Эти кварциты состоят из кварца, мусковита, реже биотита; в незначительном количестве встречаются полевые шпаты, циркон, турмалин и рудный минерал, замещенный лимонитом. Порода сильно перекристаллизована, обладает типичной роговиковой структурой. Края кварцевых зерен неровные, зерна сильно вытянуты в одном направлении. Первичная порода принадлежала аркозовому песчанику и очень близка к кварцитам Актау.

Кварцитовые сланцы — рассланцованные молочно-белые и темно-красные яшмовидные породы с матовым и жирным блеском. Под микроскопом видна полосчатость породы, состоящей из мельчайших (0.019—0.04 мм) зерен кварца и незначительного количества чешуек серицита; еще в меньшем количестве встречаются чешуйки светлого зеленоватобурого биотита, лимонитизированного рудного минерала и окатанные зерна циркона. Сланцеватость проявляется в ориентированном расположении агрегатов зерен и чешуек слюды. Первоначальный обломочный характер устанавливается легко.

Ввиду беглости наших исследований истинного соотношения древних толщ не удалось выяснить. К западу от гор Кызылтау кристаллические сланцы и кварциты прорываются гранитами, подвергшимися чрезвычайно интенсивному катаклазу и перекристаллизации, вплоть до образования гнейсов. Местами, как, например, в горах Актау, в сопках правого берега Батпак-су, незначительная метаморфизация сланцево-кварцовой толщи наводит на мысль о более молодом ее возрасте. Не исключена, конечно, также возможность наличия в нашем районе двух и более фаз внедрения гранитной магмы, из которых часть может оказаться древнее времени образования сланцево-кварцитовых свит, а другая приходится на время после их отложения.

Описанные свиты докембрийского возраста достаточно четко могут быть разбиты на три комплекса: 1) нижний — граниты и гранито-гнейсы, 2) средний — кристаллические сланцы и филлиты и 3) верхний — кварциты и кварцитовидные песчаники. При этом часть гранитов «нижнего комплекса может оказаться более молодой, чем «верхний» комплекс.

Возраст этих комплексов нами принимается за докембрийский на основании несомненного налегания на них яшм и песчано-конгломератовой свиты силура, чрезвычайно резко отличающихся степенью метаморфизма, а главное — на основании сопоставления с разрезами Прибалхашья, Улутая, Кокчетова и р. Селеты, где подобные описанным метаморфические свиты перекрываются нижними горизонтами древнего палеозоя. Наиболее близки к разрезам древнего комплекса Атасу разрез Улутая и северо-западного Прибалхашья, в которых появляются, повидимому, более высокие горизонты протерозоя, сложенные мощными свитами мраморов. Сходство разрезов с Прибалхашьем является совершенно естественным вследствие того, что мы здесь имеем дело с различными частями единого крупнейшего антиклинория, заложенного, во всяком случае, в доверхнесилурийское время (Богданов, 1948).

Нижний силур

Северная часть района на больших пространствах сложена разнообразными яшмами, яшмо-кварцитами и песчаниками, описанными В. Ф. Беспаловым (1938) как «метаморфизованные породы нижнего палеозоя». В районе сопок Аркалык и Тектурмас, к северо-востоку от Жана-Арка, где эти породы достаточно подробно изучены рядом исследователей, было установлено, что нижним членом разреза является яшмо-эффузивная свита (уртынджалский комплекс), возраст которой определяется как нижнесилурийский; большая часть песчаников располагается на ней резко трансгрессивно и относится к верхнему силуру (Богданов, 1939). В описываемом нами районе уртынджалский комплекс представлен преимущественно своими верхними горизонтами — яшмовой свитой. Она слагает высокие массивные гребни на правом берегу р. Сары-су, по правобережью и левобережью Ата-су и выходит отдельными грядами в низовьях р. Шажагай и южнее — в сопках Булат.

Яшмовые гряды правобережья р. Сары-су являются непосредственным западным продолжением широтного «тектурмасского пояса», прослеживающегося почти непрерывной цепью сопки Аркалык, Тектурмас, Норгекен вплоть до г. Каркаралинска. Они расщепляются на ряд ветвей широтного (сопки Беркуты, Казбек) и северо-восточного (50°) простирания (система сопки Эскине, Джаман-адыр и Иманак). К высоким грядам обычно примыкают невысокие пологие сопки, сложенные теми же нижнесилурийскими яшмами и кварцитами белой, светлосерой, бурой, розовой и темнокрасной окраски. Часто наблюдается полосчатость и неравномерное ожелезнение пород.

Западнее сопки Беркуты сливаются с грядами Айгыр-джал, сложенными, по данным Н. С. Павлова (1936), «вторичными кварцитами». Аналогичными «кварцитами» сложены меридиональные сопки Ай-мысык (между рр. Сюрту-су и Кулан-утмес), связанные с широтной грядой Айгыр-джал и Беркуты. Еще западнее, почти до гор Джаман-арганаты, в виде узких параллельных полос северо-западного простирания протягиваются породы древнего палеозоя, в состав которых входят яшмовидные кварциты и большое количество зеленоцветных эффузивов и их туфов.

В районе р. Ата-су яшмовые породы протягиваются в меридиональном направлении, обрамляя с запада массив Актау. В южной части наблюдаются широтные простирания, а в северной — меридиональные; в районе сопки Кок-сенгир происходит расщепление на ряд ветвей северо-восточного и северо-западного направлений. Эти гряды не выделяются столь резко, как на правобережье Сары-су, так как здесь господствующими высотами являются массивы докембрийских кварцитов и герцинских гранитов. Сложены они белыми, серыми, светлобурыми, розовыми и реже красными яшмами, вблизи р. Шажагай часто сильно ожелезненными.

Просмотренные шлифы также подтверждают большое однообразие пород из самых различных участков района. Яшмо-кварциты представляют собой чрезвычайно мелкозернистую кремнистую породу с пылевидными чешуйками гематита, большое количество которого придает ей темнокрасную окраску. В незначительном количестве присутствуют мельчайшие чешуйки серицита, ориентированное распределение которых иногда подчеркивает полосчатость. Изредка наблюдается перекристаллизация мелкозернистой кремнистой массы; образуются кварцитовые участки с роговиковой структурой.

Нередко яшмы бывают брекчированы: под микроскопом видны остроугольные обломки, цементированные бурыми гидроокислами железа. Встречающиеся в этой толще, по западному склону горы Сарытау и к югу от Джаман-джал, темносерые, почти черные, плотные песчаники детально не были исследованы. В районе сопки Джаман-джал они слагают подножье яшмовых гряд. В Сарытау с востока на запад был прослежен следующий разрез. В низине выходят:

- 1) темносерые, почти черные, плотные песчаники, мощностью 50 м;
- 2) темносерые плагиоклазовые порфириды, мощностью 100 м;
- 3) песчаники, мощностью до 150 м;
- 4) гряда белых и розовых, часто сильно ожелезненных яшмо-кварцитов, мощностью 80—120 м;
- 5) у подножья западного склона гряды вновь появляются темносерые плотные песчаники.

В 15 км к югу от южного окончания гряды Актау (вблизи контакта герцинских гранитов Сарытау с массивом докембрийских гранито-гнейсов и гранитов) выходят небольшие грядки яшм. Здесь встречаются измененные ультраосновные породы (см. ниже) и амфиболиты, развившиеся по диабазам. В этом районе можно предполагать наличие выходов наиболее низких горизонтов уртынджалского комплекса.

Наибольшая мощность яшмо-кварцитовый свиты в сопках Кок-сенгир достигает 1000—1200 м. Истинная мощность остается неизвестной, так как нет полных разрезов. Яшмо-кварциты уртынджалского комплекса резко отличаются от докембрийских зернистых кварцитов своей значительно меньшей перекристаллизацией, чистотой состава и происхождением. Яшмы образовались в морском бассейне путем выпадения кремнезёма в связи с подводной вулканической деятельностью; докембрийские же кварциты представляют собой типичную грубую кластическую толщу песчаников, вследствие регионального метаморфизма превратившихся в зернистые слюдястые кварциты.

Верхний силур

В северной половине района обширные пространства между массивом Актау, грядами Кок-сенгир, системой сопки Эскине-Казбек и к северу от последней сложены однообразными зелеными, бурыми и серыми песчаниками и сланцами с прослоями конгломератов и реже известняков.

Конгломераты, образующие ряд невысоких гряд между Актау и развалинами Актавского укрепления, резко отличаются по своему составу от конгломератов, развитых в остальных частях района. Они имеют темную зеленовато-серую, почти черную, или темнобурюю окраску. Галька плохо окатана, достигает 20 см в поперечнике, наиболее частый размер 1—3 см; состоит она преимущественно из обломков белых кварцитов, темных песчаников, темносерых кварцевых порфиритов, крупнозернистых кварцевых порфиров серого цвета с крупными розовыми вкраплениями серицитизированных плагиоклазов. Цементируется галька сильно метаморфизованными грубозернистыми песчаниками, размер зерен которых (мало окатанных) колеблется от 0.05 до 2.5 мм; по составу они обычно кварцевые и полевошпатовые, в значительном количестве присутствуют обломки лав (плагиоклазовых порфиритов) и бурого свежего стекла с редкими тонкими микролитами и лейстами плагиоклазов. Состав обломков эффузивов и степень их метаморфизма указывает, что конгломераты скорее относятся не к верхнему силуру, а к девонской толще. Кроме того, в гальке песчаников всегда содержатся обломки докембрийских зернистых кварцитов, серицито-кремнистых и серицитовых сланцев и яшм нижнего силура.

К западу от Актавского укрепления (к горе Кок-сенгир) наблюдается быстрая смена грубозернистых пород более тонкими песчаниками, чередующимися со сланцами. Вдоль западных подножий массива Актау на протяжении более 10 км хорошо прослеживаются свиты сильно ожелезненных конгломератов с мелкой, хорошо окатанной галькой белых кварцитов, мощностью 15 м, сменяющихся сильно ожелезненными темнобурими и светложелтыми слюдиисто-кварцевыми сланцами и филлитами, мощностью более 50 м; далее на запад они в свою очередь постепенно сменяются зелено-серыми песчаниками и сланцами.

Южнее эффузивную толщу девона подстилают сильно перемятые известково-глинистые сланцы. В 3 км к западу из-под эффузивов девона обнажаются бурые конгломераты, видимой мощностью в несколько метров, сменяющиеся западнее зеленовато-серыми песчаниками и сланцами, в западной части которых (на границе с узкой полосой кварцевых порфиров) выходят окрепленные серые известняки мощностью 10—15 м. Вдоль контакта с Сарытауским гранитным массивом песчаники и сланцы ороговикованы и имеют черную окраску.

Севернее сопок Казбек и Ак-тасты пологие холмы сложены конгломератами с мелкой, окатанной, исключительно яшмовой галькой. В 300 м к северу прослеживаются высыпки зеленых песчаников и глинистых сланцев, простирающихся в широтном направлении; ими сложена также долина к северу от горы Эскине.

Конгломераты, встречающиеся в описываемой свите, как правило, окрашены в зеленовато-серый и бурый цвет и часто бывают сильно ожелезнены. Галька обычно овальная, хорошо окатанная, размером в 1—5 см; цементируется она бурым крупнозернистым песчаником с примесью известковистого материала. В гальке встречаются преимущественно обломки белых зернистых кварцитов или же яшм, в зависимости от характера подстилающих пород; всегда много обломков кварца, полевых шпатов, серицитовых сланцев.

Описанные ранее конгломераты северных предгорий Актау достаточно резко выделяются от остальных горизонтов конгломератов свиты большим содержанием обломков девонских лав. Возраст их вероятнее всего средне- или верхнедевонский, и область их распространения на геологической карте условно покрыта знаком верхнего силура.

Песчаники верхнесилурийской толщи — зеленовато-серые, полимиктовые, от грубо- до тонкозернистых, иногда с примесью известковистого материала. Порода обычно состоит из зерен кварца, плагиоклазов, обломков основной массы эффузивов, яшм, зернистых кварцитов, серицитовых сланцев; преобладают зерна кварца и полевых шпатов; в небольшом количестве присутствуют мелкие зерна турмалина. Иногда присутствует загрязненный гидроксидами железа карбонат, то в виде обломков, то, чаще, в качестве цементирующего материала. Цементируются обломки тем же самым более мелко перетертым интенсивно серицитизированным и хлоритизированным материалом; цемент обычно базальный.

Среди сланцев встречаются глинисто-кремнистые, слюдисто-кварцевые разности, а также филлиты. Наиболее широко распространены первые. Это светлые буровато-зеленые, сланцеватые, тонкозернистые глинисто-кремнистые породы с рассеянными пигментами гидроксидов железа, распределение которых нередко подчеркивает полосчатость сланцев. Всегда в большем или меньшем количестве в виде мелких неправильных скоплений присутствует известковистый материал.

Филлиты — зеленовато-серые сланцеватые породы, состоящие из мелких обломков кварца и мелких чешуек серицита и хлорита; присутствует также и известковистый материал. От вышеописанных сланцев они отличаются большей серицитизацией.

Слюдисто-кварцевые сланцы, так же как и филлиты, встречены лишь в зоне надвига у западного подножья гор Актау. Это светложелтые плотные, полосчатые породы, состоящие из зерен кварца, размером преимущественно 0.04—0.05 мм. В меньшем количестве присутствуют таблички мусковита, биотита и серицита, иногда окрашенные бурыми гидроксидами железа.

Описанная свита в пределах обследованного нами района органических остатков не содержит и возраст ее принимается верхнесилурийским лишь на основании: 1) наличия в конгломератах обломков докембрийских и нижнесилурийских пород, указывающих на ее трансгрессивное налегание на древние свиты, 2) налегания на нее покровов девонских эффузивов (см. ниже) и 3) наличия в прослоях известняков подобной свиты в районе Ортау и к северу от гор Аркалык—Тектурмас фауны верхнего силура.

Наклон пород песчаниково-сланцевой свиты обычно не превышает 50—60°, только в районе западных предгорий Актау они стоят на головах и даже запрокинуты. Простираения их в общем соответствуют простираениям подстилающих яшм.

Девон

К девонским отложениям нами относится эффузивная свита, выходы которой разбросаны без какой-либо закономерности в центральной и южной части района. Они перекрывают все нижележащие породы, выполняя небольшие синклинальные прогибы в силуре или чрезвычайно широкой полосой окаймляя большие каменноугольные мульды в сопках Айгыр-ушкан и Булат.

Незначительную долю в девонских отложениях составляют красноватые конгломераты и песчаники, содержащие значительную примесь эффузивно-туфового материала. Терригенные и туфовые породы отмечены В. Ф. Беспаловым (1938) к северу от сопки Ак-тасты и в районе развалин Актавского укрепления. Возможно, как мы уже отмечали, что конгломераты северного склона Актау, вплоть до р. Талды-манака, также относятся к девону.

Мощность девонских отложений сколько-нибудь точно определить невозможно. Она очевидно исчисляется несколькими сотнями метров.

Эффузивная толща представлена почти исключительно кислыми лавами, подчиненное значение имеют туфовые лавы, аггломераты и туфы; местами наблюдается окварцевание эффузивов, принявшее особенно широкие размеры в сопках Кыз-ымчик.

На севере в сопках Кок-сенгир яшмы перекрываются покровом зеленых порфиров. К западу от сопки Сарытау крупные гряды с простиранием на северо-восток 5° сложены вишневыми альбитофирами и их аггломератами, в которых величина обломков достигает 5 см. Заметен наклон лав на запад. Восточнее в виде узкой полосы обнажаются зеленые, розовые и темносерые кварцевые альбитофиры и их аггломераты, причем последние слагают вершины сопки, а первые располагаются по склону.

Вблизи западного склона Актау невысокие сопки сложены преимущественно светлыми зелеными и серыми кварцевыми альбитофирами, сменяющимися к западу вишневыми аггломератами, состоящими из обломков различной величины (от 5 мм и меньше) угловатой, реже—округлой формы. Обломки принадлежат почти исключительно основной массе альбитофиров с фельзитовой, витрофировой и микролитовой структурой. Альбитофиры и аггломераты заметно наклонены в северо-восточном направлении. Непосредственно на зеленых альбитофирах местами залегают полосчатые светлосерые и черные плотные кремнистые туфы, чередующиеся с аггломеративными туфами. Они представляют собой тонкозернистую полосчатую породу, пропитанную бурыми гидроокислами железа, разбросанными в виде тонких пылевидных частичек; к кремнистой массе примешаны мельчайшие серицитовые чешуйки. В ней разбросаны остроугольные, часто серповидные осколки кварца, бурого стекла и серицитизированных плагиоклазов, размерами от сотых долей миллиметра до 1 см.

Подстилаются альбитофиры бурыми туфовыми лавами и кварцевыми порфиритами, несущими следы сильного давления, выразившегося в намечающемся расщеплении пород. По своему составу первые относятся к туфам кварцевых альбитофиров. Обломки альбита, кварца, реже фельзитовой основной массы; цементируются флюидальной стекловатой серицитизированной основной массой с примесью пепловых частиц.

Кварцевые порфириты имеют темносерую окраску и содержат мелкие розовые вкрапленники полевых шпатов и прозрачного кварца. Плагиоклазы нацело серицитизированы, вкрапленники имеют таблитчатую форму, размеры их колеблются от 0.08 до 0.6 мм. Очень редко мелкие вкрапленники образуют кварц. Рудный минерал — ильменит образует скопления неправильной формы. В небольшом количестве присутствуют мелкие неправильные вкрапленники темноцветных компонентов, замещенные рудными минералами и хлоритом. Структура основной массы фельзитовая.

В верховьях левого притока р. Ата-су яшмы нижнего силура перекрываются лавами и туфовыми лавами зеленых кварцевых порфиров, содержащих многочисленные крупные (0.5 см) обломки розовых полевых шпатов, кварца, кварцевых порфиров. Полевые шпаты сильно каолинизированы; серицитизация проявляется значительно меньше. Обломки погружены в фельзитовую, стекловатую или пепловую полосчатую массу. Эти породы относятся к самым верхним горизонтам лавового потока.

Южнее, в низовьях р. Шажагай, развиты преимущественно светлые и темносерые, реже светлорозовые и буроватые лавы кварцевых порфиров, реже аггломераты и туфолавы такого же состава, изредка встречаются светлорозовые гранофиры и фиолетовые альбитофиры.

Кварцевые порфиры содержат вкрапленники различных размеров кварца, альбита и калиевого полевого шпата; иногда присутствует значительное количество кальцита, развивающегося в основной массе и по плагиоклазам. Структура породы — порфировая, структура основной массы — типичная фельзитовая. Нередко встречаются также аггломеративные разности с обломками, достигающими размера 2—3 см. Того же состава лавовые покровы слагают обширные пространства к востоку от яшмовых гряд сопок Булат.

Каких-либо материалов для суждения о точном возрасте эффузивной свиты мы не имеем. Несомненными фактами являются стратиграфически несогласное залегание эффузивов на песчаниково-сланцевой свите верхнего силура и, в свою очередь, трансгрессивное налегание на них известняков нижнего карбона. Если производить сопоставления с соседними районами, то в окраинах Карагандинского синклинория и Успенской мульды близкие по составу эффузивные свиты изливались в нижнем девоне и начале среднего, а в северо-западном Прибалхашье, с которым наш район тесно связан в структурном отношении, подобные лавовые покровы встречаются в среднем и верхнем девоне и даже нижнем карбоне. Исходя из этого, мы принуждены время накопления альбитофиров и порфиров отнести к девонской эпохе.

Фаунистически охарактеризованных отложений верхнего девона нам обнаружить не удалось, так же как ранее не встречал их здесь и В. Ф. Беспалов (1938). Они достаточно широко развиты лишь к западу от р. Ата-су, где представлены мергелями и глинистыми известняками (Николаев, 1935).

Карбон

В. Ф. Беспалов установил присутствие каменноугольных отложений к северу и югу от гор Ак-тасты и к северу от гранитного массива Кызылтау. С подобными же свитами по левобережью р. Ата-су связаны крупные месторождения железо-марганцовых руд.

Нами были посещены выходы нижекарбонных известняков вблизи ст. Жана-Арка, где В. Ф. Беспалову удалось собрать фауну низов турнейского яруса (*Productus ferglenansis* W e l l., *Spirifer sibiricus* L e b., *Ambocoelia unionensis* W e l l.).

На левобережье р. Ата-су нами была осмотрена система канав, проведенных геолого-разведочной партией Казгеолтреста в районе месторождения Б. Ктай (ур. Косагал).

Здесь в основании разреза выходит свита бурых кремнистых тонко-слоистых сланцев, близко напоминающих сланцевую свиту, развитую в районе Успенского рудника (Колотухина, 1940_{1,2}). В верхах его встречаются прослой серых известняков (мощностью до 30 см) и гипса.

Выше лежит мощная (до 40 м) «рудная толща», представляющая пласт гематитовой руды. В ней ясно видна слоистость, встречаются линзы известняка и тонкие прослой гипса. Гематит местами перекристаллизован, и при расколе видны мелкие, хорошо ограненные кристаллы магнетита. Свита кремнистых сланцев и рудная толща согласно наклонены к северо-востоку $30^\circ < 30-35^\circ$.

В верховьях р. Талды-манака (к востоку от гор Актау) небольшая синклиналь сложена светлосерыми и белыми мраморовидными известняками с неправильными линзами ожелезненных, иногда брекчиевидных кремнистых пород. Видимая мощность достигает 400 м.

В южной половине района по р. Шажагай и в ур. Дувона (к северо-востоку от гор Булат) каменноугольные отложения наиболее широко раз-

виты. Здесь, кроме известняков, много богатых органическими остатками кремнистых сланцев, яшм и аркозовых песчаников. По периферии му́льды в ур. Дувана выходят эффузивы девона, редко яшмы нижнего силура. На р. Шажагай каменноугольные породы лежат непосредственно на докембрийском фундаменте. Обнажения встречаются очень редко. Это, а также беглость исследования, не дают возможности составить сводного геологического разреза и принуждают ограничиваться описанием разрозненных обнажений.

В месте заворота р. Шажагай на юг на ее левом берегу выходят серые песчаники и темносерые известняки с прослоями светлобурых плотных кремнистых сланцев, загрязненных глинистым материалом и гидрокислами железа. Сланцы переполнены отпечатками брахиопод, мшанок, несколько реже встречаются трилобиты. Под микроскопом наблюдается большое количество спикул-губок, замещенных халцедоном.

Фауна определялась В. Н. Вебером, В. П. Нехорошевым и Н. В. Литвинович. Здесь удалось установить присутствие *Phillipsia kirgisisca* We b. Чрезвычайно разнообразны группы брахиопод, среди которых наиболее часто встречаются *Chonetes ischimica* N a l., *Ch. kingirica* N a l., *Ch. missouriensis* W e l l, *Orthotetes keokuk* H a l l, *Spirifer carinatus* R o w l., *Productus dengisi* N a l., *Pr. ex gr. blairi* M i l l., *Pr. scitucus* M e e k a t W o r t h e n., *Spirifer n. sp.* (ex gr. *logani* H a l l), *Sp. louistanensis* R o w l., *Chonetes arnatus* S c h u n., *Rhipidomella diminituva* R o w l., *Rh. michelini* L' E w., *Schizophoria* sp.

Среди мшанок, встреченных лишь в виде отпечатков, В. П. Нехорошевым были определены *Fenestella* cf. *polyporata* P h i l l., *F. rudis* U l r i c h., *Polypora* aff. *varsoviensis* P r o n t., *Ptilopora* sp. Много разнообразных отпечатков ветвистых мшанок, неопределимых до рода.

Вся перечисленная фауна указывает на ишимский возраст свиты.

В верховьях р. Шажагай еще А. А. Козыревым были описаны массивные серые известняки, отнесенные им к девону. Наиболее широко они развиты восточнее, за пределами карты, в горах Коңур-кульджа. В 5—6 км южнее выходят очень плотные темносерые оолитовые известняки, окаймляющие с севера, востока и юга небольшой выступ докембрийских гранитов. К югу от него оолитовые известняки сменяются пачкой в 20—40 м мощностью полосчатых яшмовидных пород и светлосерых плотных известняков. Последние несут следы перетложения, — имеют брекчиевидное строение.

Юго-западнее, по берегам Батпак-су, выходят темносерые известняки, подстилающие темносерые и бурые полосчатые кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы и яшмы. В последних иногда видны округлые включения, состоящие из радиально-лучистого халцедона и кварца, очевидно замещающих скелеты радиолярий. Мощность кремнистых пород достигает 300 м.

Южнее, вдоль контакта с докембрием, проходит горизонт яшмовидных темносерых и бурых пород. К северу от горы Айгыр-ушкан две низкие гряды сопок сложены крупногалечными до 1 м конгломератами, возраст которых неясен. Галька принадлежит докембрийским кварцитам и серым яшмоидам карбона.

К северо-западу от сопок Айгыр-ушкан (по левому берегу р. Шажагай) невысокие сопки сложены темно- и светлосерыми и желтыми полосчатыми кремнями и яшмами. В 1 км севернее выходят бурые брекчированные, реже полосчатые кварциты, содержащие обломки полосчатых темносерых яшм карбона и кварцитов докембрия. В 20 м к северу-востоку пологие небольшие грядки сложены светлосерыми известняками с про-

слоями в несколько метров бурых и малиновых известняков. Последние состоят из округлых обломков кальцита и слегка окатанных зерен кварца, погруженных в мелкозернистую бурую известковистую массу. Довольно много гидроокислов железа, образующих агрегаты и придающих полосчатость породе. Севернее (на расстоянии 1 км) выходят бурые полосчатые и брекчированные кварциты, аналогичные вышеописанным, сменяющиеся мощной толщей полосчатых и пятнистых мелкозернистых темносерых, реже почти белых известняков, в которых причудливые пустоты заполнены белым крупнозернистым кальцитом, придающим своеобразную пятнистость породе. Изредка встречаются прослои светлосерых, почти белых кремней. Мощность известняков несколько сот метров.

Севернее, вблизи гряд, сложенных породами докембрия, пологие холмы сложены темносерыми, очень плотными органогенными микрополосчатыми известняками. Остатки фауны сильно перекристаллизованы.

В мульде Дувана, расположенной к северу от гор Булат, наиболее широко встречаются светлосерые, очень плотные кремнистые породы, аналогичные кремнистым сланцам р. Шажагай. Они также переполнены отпечатками и ядрами разнообразной фауны. По северному крылу мульды с широтным простиранием выходят бурые и розовые плотные кремнистые сланцы. В них Н. В. Литвинович была определена следующая фауна русаковских слоев: *Spirifer missuriensis* Well., *Productus burlingtonensis* Hall, *Rhynchonella* sp. Видимая мощность сланцев около 100 м. Среди сланцев проходит длинная и узкая (не более 20 м) гряда кварцевых порфиров зеленовато-розового цвета. Взаимоотношения их со сланцевой свитой остались неясными. В равной степени возможно, что здесь имеется небольшой лавовый покров или что они представляют собой мощную дайку.

В северо-западной части мульды, в 200 м от контакта с девоном, среди пологой равнины в высыпках красновато-бурых и бурых кремнистых сланцев была собрана фауна ишимских слоев (определения Н. В. Литвинович): *Productus deruptus* Rom., *Pr. dengisi* Nal., *Chonetes kingirica* Nal., *Rhipidomella diminutiva* Rowl., *Spirifer plenus* Hall, *Spirifer* sp., *Caninia* ex gr. *sputosa* Gorsk.

По юго-западному крылу мульды, в 2—3 км на север от границы с нижним силуром, вблизи «ханской» дороги, с меридиональным простиранием и восточным падением выходят:

1) плотные серые аркозовые песчаники 20—30 м;

2) восточнее они сменяются известковистыми песчаниками с фауной русаковских слоев: *Spirifer tornacensis* de Kon., *Sp. plenus* Hall, *Productus burlingtonensis* Hall, *Productus* sp. (ex gr. *deruptus* Rom.), *Syringotnyris* cf. *cuspidatus* Mart., *Allorisma* sp.; мощность 25—30 м;

3) тонкоплитчатые аркозовые песчаники и сланцы серой и черной окраски, мощностью около 90—100 м;

4) пологие сопки на восточной стороне дороги сложены бурыми кремнистыми сланцами с обильной фауной, собранной в высыпках: *Phillipsia kirgysica* Web., *Spirifer forbesi* Hall, *Sp. marionensis* Shum., *Sp. birlivoides* Well., *Sp.* cf. *missouriensis* Well., *Sp. platynotus* Well., *Sp. plenus* Hall, *Sp.* cf. *keokuk* Hall, *Sp. hassan* Nal., *Sp. insculptus* Rowl., *Sp. rostellatus* Hall, *Productus tenuicostatus* Hall, *Pr. burlingtonensis* Hall, *Pr. deruptus* Rom., *Pr. kuncenkensis* Nal., *Pr. burlingtonensis* Hall var. *quadratus* Ritw., *Chonetes kingirica* Nal., *Chonetes n. sp.* (ex gr. *kingirica* Nal.), *Cliothyridina obmaxima* Mill., *Cl. parvirostra* Meek. at Worth., *Cliothyridina* sp., *Rhipidomella diminutiva* Rowl., *Rh. michelimi* L'Ev., *Ortho-*

teles keokuk Hall, *Tylothyrus laminosa* Mc Coy., *Tetrakamera subtrigona* Meek., *Brachythyri suborbicularis* Hall, *Athyris hannibalensis* Swall., *Aviculopecten*, *Euophalus* sp., *Fenestella multispinosa* Ulrich, *F.* cf. *nododorsalis* Ulrich, *F. polypora* Phill., *F. rudis* Ulrich, *F.* sp. ex gr. *compressa* Ulrich, *F.* cf. *serratula* Ulrich, *F.* aff. *triangularis* Nekhor., *Fenestella* sp. nov., *Ptilopora* sp., *Sulcoretepora* sp., *Nematopora* sp., *Batostomella* sp.

Как видно из этого списка, фауна здесь смешанная; среди брахиопод преобладают формы русаковских слоев; трилобиты *Phillipsia kirgistica* We b. встречаются в верхах турне и в нижних горизонтах визе; мшанки также характеризуют переходные слои от турне к визе и нижние горизонты визе.

Западнее, в 50 км от р. Шажагай, приблизительно на простирании мульды Дувана в горах Кызыл-сенгир, А. А. Козыревым (1911) в известняко была найдена визейская и среднекаменноугольная фауна. Интересно отметить, что последняя здесь представлена исключительно европейскими формами в отличие от собранной нами, где преобладают американские. Может быть приводимые А. А. Козыревым определения несколько устарели; он дает следующий список: *Spirifer* cf. *trigonalis* Mart., *Sp. ovalis* Phill., *Sp.* cf. *duplicostus* Mart., *Sp.* of. *Roemeri* d. K., *Sp.* af *subrotundatus* M. C., *Sp. bisulcatus* Sow., *Sp. subconvolutus* d. K., *Productus* cf. *semireticulatus* Mart., *Syringotyris*, *Reticularia lineata* Mart., *Streptorhynchus crenistria* Phill.

Приведенный материал говорит о большом различии разрезов каменноугольных отложений северной и южной частей района. На севере карбон выполняет небольшие синклинали, находящиеся на продолжении крупной Успенской мульды. Здесь обнажаются нижние горизонты турне. В. Ф. Беспалов часть известковой толщи относит также к верхнему девону.

Известняки и реже встречающиеся бурые сланцы (возможно туффиты) тождественны породам успенской свиты ур. Кайракты и Успенского рудника, как и собранная В. Ф. Беспаловым фауна кассинских слоев аналогична формам, найденным в ур. Кайракты Н. А. Штрейсом и С. Е. Колотухиной (1936).

На юге нижние горизонты турне отсутствуют, разрез начинается песчанистыми отложениями с фауной верхнего турне. В Шажагайской синклинали фаунистически охарактеризованных турнейских отложений нет. К русаковским слоям очевидно относятся серые песчаники и известняки, верхние горизонты которых содержат прослой светлобурых сланцев с фауной ишимских слоев. Под тождественными сланцами в мульде Дувана лежат также серые песчаники, содержащие турнейскую фауну. Сланцевые толщи здесь чрезвычайно близки как по характеру пород, так и по фауне, к мшанковому горизонту Джезказгана. Толща темносерых яшмовидных пород в Шажагайской мульде близка к кремнистым фациям северо-западного Прибалхашья.

Таким образом здесь мы встречаем отложения бассейнов, являвшихся связующими между Прибалхашьем, Успенским районом и Джезказганом. Связь района р. Ата-су с Успенской мульдой также подчеркивается наличием горизонта железо-марганцовых руд, приуроченного к нижней части кассинских слоев (успенской свите).

Особенностью в характере залегания карбонных отложений являются пологие углы наклона (редко свыше 40—50°) и трансгрессивное перекрытие ими самых разнообразных горизонтов от докембрия до девона. Последнее обстоятельство является крайне важным при анализе истории развития структур области.

Мезозойские и третичные отложения нами не изучались. Укажем только, что красные и оранжевые гипсоносные глины, возраст которых обычно принимается за меловой — нижнетретичный, встречаются при бурении в долинах Сары-су и Ата-су; их развитие можно предполагать в низовьях р. Шажагай и в ур. Дувана; на дневную поверхность они выходят по южным склонам сопок Булат. Четвертичные отложения, в виде современного аллювия, элювия, маломощных покровов делювия и мощных осыпей, развиты достаточно широко в пределах всего района.

III. ИНТРУЗИИ (И. Ф. Трусова)

Работами В. Ф. Беспалова (1938) в северной части Голодной степи, а в последующем и нашими наблюдениями было установлено, что граниты слагают здесь ряд обособленных массивов, имеющих относительно небольшие размеры. Кроме того, нами был обнаружен к юго-востоку от горы Сарытау небольшой выход змеевиков. Не располагая достаточным материалом для установления точного времени образования отдельных интрузивных тел, мы приведем их описание по географическому признаку.

1. Ультраосновные интрузии

В пределах исследованного района нижнепалеозойские ультраосновные интрузии были встречены лишь в юго-восточной части приконтактной полосы Сарытавского гранитного массива. Здесь они, как и в горах Тектурмас и в целом ряде других районов, приурочены к яшмо-кварцитовому комплексу нижнего силура. Представлены эти интрузии почти исключительно окварцованными змеевиками, слагающими небольшую гряду, вытянутую в меридиональном направлении. По внешнему облику это пористые, ноздреватые или пещеристые, иногда массивные породы, благодаря ожелезнению буро-желтого и, реже, белого цвета. Часто наблюдаются натечные формы опала и халцедона, выполняющие прожилки и жеоды в окварцованных змеевиках. Под микроскопом видно, что они состоят из кварца, опала и халцедона. Массивные разности состоят из кварца и обладают роговиковой структурой. Реликтовая сетчатая структура змеевика хорошо видна в них благодаря распределению бурых окислов железа, развивающихся вдоль шнуров магнетита. Опал образует в массивных разностях округлые выделения и развивается также вдоль трещин и прожилков, которые, кроме того, выполнены халцедоном и более крупнозернистым кварцем. Ячеистые разности окварцованных змеевиков состоят из опала и халцедона. Из реликтовых минералов в окварцованных змеевиках встречен магнетит в крупных ксеноморфных, реже идиоморфных зернах. Из вторичных минералов развиваются мусковит и карбонат; мусковит образует довольно крупные листочки и чешуйки.

Среди окварцованных змеевиков встречены небольшие линзовидные скопления плотного окремнелого магнетита белого цвета. Интересно отметить, что опалы и халцедоны здесь часто окрашены в зеленый цвет окислами никеля.

2. Гранитные интрузии

Интрузии кислой магмы широко распространены в описываемом районе. Наиболее крупными из них являются массивы Кызылтау, Сарытау и Шажагай. По периферии двух последних наблюдается серия более мелких интрузий гранитов и гранит-порфиров, имеющих характер крупных штоков, даек и лакколлитов.

Массивы Кызылтау и Сарытау соединены между собой узкой перемычкой и фактически представляют единый массив. Массив Шажагай топографически занимает обособленное положение. Наиболее детально нами изучен Сарытау, Кызылтау обследован лишь в западной части.

Массив Сарытау имеет в общем округлую форму при длине в 30 км и наибольшей ширине в 30 км. Массив резко выделяется в рельефе. Вмещающими породами для него являются метаморфические толщи и гранито-гнейсы докембрия. На западе массив граничит с нижнесилурийским яшмо-кварцитовым комплексом, а на севере с более молодыми палеозойскими осадочными и эффузивными образованиями. Контакты гранитов со свитами докембрия в большинстве случаев имеют резко несогласный, секущий или рвущий характер. Никаких контактовых изменений в пределах докембрийских толщ не наблюдается. Почти не наблюдается их также и в яшмо-кварцитовом комплексе нижнего силура. Лишь свиты верхнего силура претерпевают некоторое изменение — верхнесилурийские песчаники превращены вблизи контакта в черные биотито-кварцевые роговики. Интересно отметить, что девонские эффузивы, развитые непосредственно на северном контакте массива Сарытау, никаких изменений не обнаруживают, несмотря на то, что контакт несомненно активный, так как граниты проникают по трещинам в лавах в виде мелких жилок. Характерно также отсутствие заметных изменений в граните по мере движения от центральных частей массива к контактной зоне. Иногда, правда, наблюдается развитие более мелкозернистых и гранит-порфировых фаций, но аналогичные разности встречаются и в центральных частях массива. Отсутствуют эндоконтактные изменения и в минералогическом составе гранитов. Только на северном контакте, вблизи юго-западного окончания гор Актау, где граниты контактируют с осадочной толщей верхнего силура, встречены своеобразные роговообманковые гранит-порфиры, резко выделяющиеся своим меланократовым характером. Являются ли они эндоконтактным изменением — сказать трудно. Вероятнее, мы здесь имеем небольшое интрузивное тело, внедрившееся позднее в приконтактную зону уже сформировавшегося гранитного массива.

Массивы Сарытау и Кызылтау сложены довольно однородным крупно- или среднезернистым порфировидным гранитом розовато-желтого, реже сероватого цвета. Встречаются гранит-порфировые разности с крупными вкрапленниками розового ортоклаза и прозрачного кварца. В массиве Кызылтау встречены среднезернистые ортоклазовые граниты мясо-красного цвета, обогащенные светлозеленым мусковитом; они образуют штокообразные тела среди нормальных порфировидных гранитов. Широко развиты маломощные пегматитовые, аплитовые, кварцевые и гранит-порфировые жилы, вызывающие в альбандах грейзенизацию гранита.

Никаких динамических воздействий граниты не несут, и лишь в одном месте массива Кызылтау, на контакте с докембрийскими кварцитами, удалось наблюдать разгнейсованность гранита. Обычно нормальный гранит Сарытау и Кызылтау представляет собой массивную породу, окрашенную в желтовато-розовый или красноватый цвет. Структура чаще всего порфировидная, вкрапленники представлены розовым ортоклазом и прозрачным кварцем. Бросается в глаза бедность темноцветными компонентами, встречаются лишь редкие пластинки черной слюды. Под микроскопом характерна гипидиоморфно-зернистая структура. Наибольшей степенью идиоморфизма отличаются таблички биотита и кристаллы плагиоклаза, в порядке уменьшения степени идиоморфизма

идут ортоклаз и кварц. На фоне средне- или мелкозернистой промежуточной массы развиваются крупные (4—6 мм) зерна ортоклаз-пертита и кварца.

Несколько отличаются от описанного выше структурного типа некоторые краевые фации гранитов, развитые по восточному контакту массива Кызылтау. Под микроскопом они обнаруживают следы катаклаза и перекристаллизации, макроскопически же часто ничем не отличаются от гранита нормального типа, и лишь в одном случае удалось наблюдать гнейсовидную текстуру. Основная масса породы обычно перекристаллизована и приобретает роговиковый облик. Среди мелкозернистой роговиковой массы появляются зерна мирмекита; кварц приобретает волнистое угасание и гранулированность, особенно резко выраженную в порфировых выделениях; цветной компонент переходит в тонкозернистую серицитовую и мусковитовую смесь, распространяющуюся полосами по трещинам между зернами полевых шпатов и кварца. В ортоклазе, особенно в крупных вкрапленниках, в отдельных участках, чаще всего около включений кварца, а иногда и в мелких зернах, появляется микроклиновья решетка.

Минералогический состав гранитов следующий:

- 1) главные породообразующие минералы: плагиоклаз (альбит), ортоклаз-пертит, кварц и биотит;
- 2) вторичные минералы: мусковит, серицит и хлорит;
- 3) акцессорные минералы: рутил, апатит, циркон, магнетит, флюорит и ортит.

Плагиоклаз развивается обыкновенно в небольших таблитчатых кристаллах, часто пойкилитически включенных в калиевый полевой шпат. В нормальном порфировидном или крупнозернистом граните следует отметить наличие двух поколений плагиоклаза — мелкие лейсты, включенные в ортоклаз, и более крупные самостоятельные зерна. По составу плагиоклаз обычно отвечает альбиту № 7—8 или № 9—10; в мелких зернах плагиоклаза, пойкилитически включенных в кристаллы ортоклаз-пертита, часто наблюдается неярко выраженное зональное строение; узкая внешняя зональная каемка обычно отличается при этом своей прозрачностью по сравнению с серицитизированной средней частью. Из вторичных продуктов по плагиоклазу развивается в мелких листочках и чешуйках серицит.

В перекристаллизованных приконтактовых разностях гранитов (на линиях соприкосновения крупных зерен полевых шпатов) появляются новообразования кристалликов альбита, густо заполненных мелкими мирмекитовыми вростками кварца.

Ортоклаз-пертит образует короткопризматические кристаллы, обыкновенно ясно ксеноморфные по отношению к кристаллам плагиоклаза, а иногда и к зернам кварца. Крупные порфировые выделения ортоклаз-пертита обычно встречаются в карлсбадских двойниках. В ортоклаз-пертите в большом количестве встречаются мелкие округлые включения кварца и идиоморфные кристаллы альбита. Во всех образцах гранита ортоклаз находится в пертитовом прорастании. Вростки пертита то жилковатые, лентовидные, ориентированные в кристаллах ортоклаза перпендикулярно двойниковому шву карлсбадского двойника, то более тонкие веретенovidные, ориентированные параллельно друг другу, и, наконец, встречается третий тип сростания альбита с ортоклазом — это крупные, грубопятнистые пертитовые вростки, покрывающие почти сплошь все зерно, так что пертит составляет больше половины всего вещества кристалла. Последний тип пертита, несомненно, пертит замещения. Нередко в одном зерне ортоклаза наблюдаются разные типы пертита. Иногда аль-

бит обрастает ортоклаз с периферии или же вдоль трещин, причем альбит в пределах всей каймы обладает одной оптической ориентировкой. Все выделения ортоклаз-пертита каолинизированы, благодаря чему резко отличаются в проходящем свете от альбита своей мутнобурой окраской. В приконтактовых разностях ортоклаз в пределах перекристаллизованной массы абсолютно свеж. В одном образце гнейсированного гранита, как было отмечено выше, встречена ясно выраженная микроклиноватая решетка как во вкрапленниках, так и в основной массе. Несомненно, что появление микроклина связано с признаками давления, которые отличают этот гранит от нормального.

Кварц образует всегда ксеноморфные зерна, заполняющие промежутки между другими составными частями и корродирующие последние. Особенно часто кварц корродирует зерна ортоклаз-пертита, образуя языковидные проникновения. Кроме того, кварц встречается в виде включений округлой формы в зернах полевых шпатов. Крупные порфировые выделения имеют округлые очертания, с периферии они корродированы основной массой. Волнистое угасание у зерен кварца в нормальных гранитах обычно выражено слабо, лишь в приконтактовых разностях кызылтавского гранита оно выражено более ярко; в этих разностях особенно ясные следы катаклаза несут крупные порфировые выделения кварца.

Биотит встречается в гранитах в очень небольшом количестве, образуя таблички и листочки, иногда идиоморфной, но чаще ксеноморфной формы. Окрашен биотит в коричневый цвет, плеохроирует до светложелтого. В большинстве случаев биотит разложен, обесцвечен и замещается вдоль трещин спайности мусковитом или хлоритом. Процесс мусковитизации сопровождается выделением бурых окислов железа вдоль трещин спайности. Одновременно с хлоритом выделяется титанит в мелких зернах, замещающихся лейкоксеном.

Хлорит представлен пеннином, окрашен в зеленый цвет и обладает довольно интенсивным плеохроизмом. Интерференционная окраска аномальная индигово-синяя.

Мусковит окрашен в светлозеленый цвет. Кроме крупных пластинчатых выделений, развивающихся по биотиту, мусковит встречается в более мелких листочках и чешуйках, развивающихся по плагиоклазу. В некоторых грейзенизированных разностях мусковит почти нацело замещает кристаллы плагиоклаза, а также развивается вдоль пертитовых вростков в ортоклазе.

Вся группа аксессуарных минералов: рутил, апатит, циркон, магнетит и флюорит обычно группируются около пластинок слюды.

Рутил образует мелкие игольчатые включения в биотите и мусковите. Апатит встречен всего в двух-трех образцах в мелких кристаллах и округлых зернах. Циркон является одним из распространенных аксессуарных минералов; он встречается как в идиоморфных кристаллах, включенных в кристаллы биотита и окруженных плеохроичными ореолами, так и в более крупных ксеноморфных зернах. Магнетит образует довольно крупные идиоморфные кристаллы. Кроме магнетита, повидимому, присутствует и титаномагнетит в выделениях, окруженных оторочкой лейкоксена. Флюорит является одним из характерных аксессуарных минералов. Он встречен почти во всех образцах в форме мелких ксеноморфных зерен, включенных как в пластинки слюды, так и в зерна кварца и полевых шпатов. Флюорит почти всегда имеет светлорозовую окраску и характеризуется очень низким рельефом. Ортит был встречен в одном образце в форме мелких округлых зерен с неравномерным двупреломлением.

Из всего изложенного видно, что по минералогическому составу и структурным особенностям граниты массива Сарытау ничем не отличаются от кызылтавских гранитов. Для более полной характеристики этой гранитной магмы мы приведем данные количественно-минералогических пересчетов, заимствованные из работы А. П. Лебедева, выводящего следующую магматическую формулу по Левинсон-Лессингу:

$$1.02 \text{ RO} : \text{R}_2\text{O}_3 : 13.57 \text{ SiO}_2; \text{RO} : \text{R}_2\text{O} = 1 : 6.24; \alpha = 6.74,$$

что отвечает магне щелочных или аляскитовых гранитов.

В северной части Кызылтавского массива среди нормальных порфировидных гранитов встречен небольшой шток ортоклазового гранита красного цвета, внедрившийся, по видимому, уже после формирования самого гранитного массива. Под микроскопом гранит представляет собой средне- или крупнозернистую (4—5 мм) породу, состоящую в основном из кварца и ортоклаз-пертита, в некоторых образцах с небольшим количеством плагиоклаза. Структура породы гранитная, гипидиоморфно-зернистая. Порода несет следы грейзенизации. Плагиоклаз как в отдельных кристаллах, так и в пертитовых вростках нацело замещен скоплениями табличек и листочков мусковита. Ортоклаз образует крупные выделения, в большинстве случаев с неправильными очертаниями. Часто встречаются карлсбадские двойники. Все выделения ортоклаза находятся в пертитовом прорастании. Вростки пертита лентовидной и веретеновидной формы, кроме того наблюдается также местами оторочка альбита вокруг зерен ортоклаза и развитие альбита вдоль трещин. Все кристаллы ортоклаза каолинизированы. Пертитовые же вростки замещаются скоплениями листочков и чешуек мусковита. Кварц образует крупные ксеноморфные зерна. Волнистое угасание у зерен кварца выражено слабо.

Цветной компонент по видимому был представлен биотитом, но последний нацело замещен мусковитом. Мусковит образует крупные пластинчатые выделения, окрашенные в светлозеленый цвет. К спайности в пластинках мусковита приурочены скопления бурых окислов железа. Кроме отдельных табличек и пластинок мусковит образует сплошные скопления, замещающие зерна плагиоклаза. Форма их подчеркивает первичный идиоморфизм кристаллов плагиоклаза. Около отдельных пластинок и скоплений мусковита группируются все акцессорные минералы: циркон образует идиоморфные кристаллы и округлые зерна, окруженные плеохроичными ореолами; не только в слюде, но и в ортоклаз-пертите вокруг зерен циркона наблюдаются бурые «дворики», состоящие из скоплений коричневатобурых вторичных продуктов. Титанит образует небольшие ксеноморфные зерна, окрашенные в красновато-коричневый цвет. По титаниту развивается лейкоксен. Магнетит образует мелкие идиоморфные кристаллы. По видимому, кроме магнетита, в породе присутствует титаномагнетит. Флюорит является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов; встречается он в мелких ксеноморфных зернах; включения его наблюдаются во всех минералах, чаще же всего в мусковите.

Кроме штока ортоклазового гранита, в приконтактовой зоне в северной части массива Сарытау имеется довольно крупная интрузия роговообманковых гранит-порфиров. Интрузия эта по времени вероятно более поздняя, внедрившаяся после формирования гранитного массива, о чем свидетельствуют жилы и апофизы, секущие типичные для данного массива порфировидные граниты. Макроскопически роговообманковые гранит-порфиры представляют розовые или белые породы с порфировыми выде-

лениями белого плагиоклаза и прозрачного кварца и игольчатыми кристаллами зеленого амфибола.

Под микроскопом вся группа этих пород характеризуется порфировой структурой. Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, ортоклазом и цветным компонентом; размеры их колеблются в пределах 1—3 мм. Структура основной массы микрогранитная или гранофировая.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые кристаллы, сдвойникованные по альбитовому и карлсбадскому законам. Представлен плагиоклаз альбитом № 5—6 или же альбит-олигоклазом № 12—13. Альбит довольно свеж, из вторичных продуктов по нему развивается серицит и местами, вдоль трещин спайности, скапливаются бурые окислы железа.

Ортоклаз образует тоже идиоморфные кристаллы, среди которых встречаются карлсбадские двойники. Ортоклаз находится в пертитовом прорастании; ростки пертита мелкие, веретеновидной формы. Все выделения ортоклаза покрыты мутно-бурыми вторичными продуктами.

Кварц образует крупные порфировые выделения с оплавленными контурами. Часть вкрапленников кварца давлена и сцементирована основной массой. Угасание у зерен кварца облачное.

Цветной компонент в большинстве случаев представлен роговой обманкой, реже хлоритом, развивающимся, возможно, частично по биотиту. Роговая обманка плеохроирует в темнозеленых тонах. Угол угасания $\alpha = 17^\circ$. Роговая обманка замещается биотитом и хлоритом.

Хлорит представлен пеннином, окрашен в зеленый цвет, плеохроирует до желтого. Интерференционная окраска аномальная, индигово-синяя. Процесс хлоритизации сопровождается выделением мелких зерен титанита, замещающихся лейкоксеном.

Из аксессуарных минералов в породе присутствуют: апатит, циркон и рудный минерал. Апатит образует мелкие призматические кристаллы и округлые зерна. Циркон встречается как в идиоморфных кристаллах, так и округлых зернах, окруженных плеохроичными ореолами. Рудный минерал представлен повидимому титаномagnetитом. Он образует довольно крупные кристаллы идиоморфной формы, но встречается и в аллотриоморфных зернах.

Кроме вышеописанных штокообразных тел, в гранитном массиве Сарытау — Кызылтау имеется целая серия жильных образований преимущественно лейкократового характера: пегматитов, аплитов, кварцевых и гранит-порфировых жил.

2) Массив Шажагай

Массив Шажагай обследован лишь в западной части, занимающей около 2000 км². В рельефе массив совершенно не выражен, слагая в большинстве случаев задернованную равнину с отдельными выходами гранитов в виде ровных плит. Вмещающими породами массива Шажагай являются нижнесилурийский яшмо-кварцитовый комплекс и эффузивная свита девона. Никаких заметных контактовых изменений в пределах вмещающих толщ не наблюдается. О характере контактов судить очень трудно, так как в большинстве случаев они плохо обнажены. Следует все же указать, что эффузивы девона претерпевают некоторые изменения, связанные очевидно с гидротермальной фазой этой интрузии; в частности, в районе сопки Кыз-ымчик альбитофиры девона окварцованы и превращены во «вторичные кварциты».

Массив Шажагай сложен довольно однородным, крупно- или среднезернистым, иногда порфировидным гранитом розового цвета, по внешнему

виду очень похожим на типичные граниты массива Сарытау. Никаких динамических воздействий граниты массива Шажагай не несут.

Несколько обособленное положение занимают небольшие интрузивные тела, развитые к северу от периферии массива. Здесь нами закартировано три интрузивных тела, два из них — западное и восточное — по своему составу ничем не отличаются от Шажагайского массива и повидимому непосредственно соединены с ним на глубине; они сложены тем же розовым крупнозернистым гранитом. Третья, небольшая интрузия, занимающая центральное положение и залегающая среди яшмо-кварцитового комплекса нижнего силура, сложена гранитом, резко отличающимся как по своему составу, так и по структуре от шажагайского. Здесь нами были встречены меланократовые граниты серого цвета с резко выраженной гнейсовидной текстурой. Гнейсовидность настолько резкая, что местами породы являются типичными гранито-гнейсами, очень похожими по внешнему виду на гранито-гнейсы докембрийского комплекса. Контакты этой гранитной интрузии с яшмо-кварцовой свитой нижнего силура не вскрыты.

В пределах самого Шажагайского массива никаких жильных и штокообразных тел меланократового характера нами не наблюдалось, да и лейкократовые жилы здесь как будто не пользуются широким развитием.

Макроскопически шажагайские граниты представляют крупно- или среднезернистые породы розового или красноватого цвета с редкими включениями черной слюды. Под микроскопом для всех этих гранитов характерна обычная гранитная гипидиоморфно-зернистая структура. Наиболее идиоморфные выделения принадлежат плагиоклазу и биотиту. Встречаются также порфиоровые разности с крупными вкрапленниками ортоклаза и кварца.

Минералогический состав гранита следующий: плагиоклаз, ортоклаз-пертит, кварц и биотит. Из аксессуарных минералов присутствуют: циркон, магнетит и флюорит.

Плагиоклаз образует крупные самостоятельные зерна, а также мелкие таблитчатые включения в кристаллах ортоклаз-пертита. Представлен плагиоклаз альбитом № 8—9. Мелкие таблички плагиоклаза, пойкилитически включенные в ортоклаз-пертит, повидимому несколько более основного состава и представлены олигоклазом. Местами они обладают слабо выраженным зональным строением. В то время как крупные выделения серицитизированы, мелкие кристаллы абсолютно свежи. Возможно, что и крупные зерна плагиоклаза имели ранее более основной состав, о чем свидетельствует наличие мелких скоплений сосюрита среди вторичных продуктов, развивающихся по плагиоклазу.

Ортоклаз-пертит образует крупные кристаллы; часто встречаются карлсбадские двойники. Контуры кристаллов часто ксеноморфны в отношении не только плагиоклаза, но частично и в отношении кварца. Все выделения в ортоклазе находятся в пертитовом прорастании; ростки пертита веретеновидной и жилковатой формы; реже встречаются грубопятнистые пертиты. Ортоклаз во всех своих выделениях каолинизирован, благодаря чему обладает мутнобурой окраской.

Кварц образует ксеноморфные выделения, выполняющие промежутки между кристаллами полевых шпатов. Он корродирует кристаллы полевых шпатов, особенно ортоклаза, образуя длинные языковидные проникновения вдоль трещин спайности или по двойниковому шву. Кроме того, кварц образует в зернах ортоклаз-пертита мелкие включения округлой, реже идиоморфной формы. Угасание у зерен кварца облачное.

Биотит образует крупные таблитчатые выделения. Плеохроирует от

светложелтого Nr до темнокоричневого Ng. В некоторых образцах гранита биотит разложен и обесцвечен. Из вторичных продуктов по биотиту, начиная с периферии и вдоль трещин спайности, развивается мусковит. Одновременно выделяются бурые окислы железа, скопляющиеся вдоль трещин спайности.

Из акцессорных минералов наиболее широким распространением пользуется флюорит. Он образует довольно крупные ксеноморфные зерна, встречающиеся включенными во все минералы. Магнетит представлен крупными идиоморфными кристаллами, а также аллотриоморфными зернами. Циркон образует мелкие округлые зерна. Его включения в биотите окружены плеохроичными ореолами.

Гнейсовидные граниты, слагающие описанное выше небольшое интрузивное тело к северу от Шажагайского гранитного массива, представляют собой по внешнему виду массивную породу серого цвета с довольно крупными пластинками темнозеленого хлорита, распределенными полосами.

Под микроскопом это гнейсовидная порода с крупными (2—3 мм) порфиоровыми выделениями кварца и плагиоклаза, сцементированными перекристаллизованной мелкозернистой массой роговикового облика, с ясными следами динамических воздействий. Кристаллы плагиоклаза изогнуты и расщеплены по спайности. В результате грануляции зерна кварца распадаются на ряд мелких зерен с ярко выраженным облачным угасанием. Во всех выделениях калиевого полевого шпата наблюдается резко выраженная микроклиновья решетка. Наконец, цветной компонент, замещенный хлоритом и мусковитом, переходит частично в тонкозернистую серицитовую смесь, распространяющуюся полосами вдоль гнейсовидности породы. В качестве новообразований следует указать появление мирмекита среди перекристаллизованной мелкозернистой массы.

Плагиоклаз образует крупные кристаллы, а также мелкие таблитчатые выделения, включенные в зерна микроклин-пертита. В крупных выделениях первичный плагиоклаз альбитизирован и замещается эпидотом, серицитом и соссюритом. Несомненно, что первоначально плагиоклаз был зонален и отвечал по составу олигоклазу. В отдельных мелких кристаллах, включенных в микроклин, зональность плагиоклаза выражена довольно резко. По составу плагиоклаз в этих кристаллах отвечает альбит-олигоклазу № 12—13. Эти таблитчатые включения плагиоклаза довольно свежи.

Микроклин образует крупные аллотриоморфные зерна; все его выделения находятся в пертитовом прорастании; вроски пертита очень мелкие, веретенной формы. Зерна микроклина продырявлены большим количеством включений мелких округлых зерен кварца. Вокруг включений кварца и с периферии зерен микроклина в отдельных случаях развивается оторочка альбита.

Кварц образует ксеноморфные зерна, в результате грануляции распадающиеся в большинстве случаев на мелкозернистый агрегат с зубчатыми очертаниями. Угасание облачное. Кварц корродирует зерна полевых шпатов, особенно часто наблюдается коррозия микроклина кварцем в виде длинных жилковатых проникновений.

Цветной компонент представлен биотитом, который присутствует в породе в большем количестве в крупных пластинчатых выделениях. Биотит в большинстве случаев нацело замещен хлоритом и, реже, мусковитом.

Хлорит, представленный пеннином, окрашен в зеленый цвет; обладает интенсивным плеохроизмом до светложелтого. Интерференционная окраска аномальная, индигово-синяя. Процесс хлоритизации сопро-

вождается выделением эпидота и титанита, образующих веретенообразные выделения вдоль трещин спайности в хлорите. Вблизи этих включений наблюдаются участки незамещенного биотита, окрашенные в коричневый цвет.

Эпидот образует в породе довольно крупные ксеноморфные выделения, а также мелкие зерна, ориентированные цепочками вместе с серицитом и мусковитом по гнейсовидности породы.

Из акцессорных минералов встречены апатит, циркон и магнетит. Апатит в виде тончайших игольчатых кристаллов включен в центральную часть кристаллов плагиоклаза и, кроме того, встречается в мелких аллотриоморфных зернах. Циркон образует мелкие включения в хлорите, окруженные плеохроичными ореолами. Магнетит присутствует в мелких идиоморфных кристаллах.

Как видно из всего изложенного, описываемые граниты резко отличаются от нормального шажагайского гранита, но довольно близки к гнейсированным разновидностям гранита, развитым на западном контакте Кызылтавского массива. С другой стороны, структурно эти граниты очень похожи на гранито-гнейсы докембрия, от которых, правда, они отличаются своим минералогическим составом. По данным И. М. Архангельской, для гранито-гнейсов докембрия характерно наличие кислого плагиоклаза и бедность цветным компонентом, в то время как наш гранит характеризуется высоким содержанием цветного компонента и довольно основным плагиоклазом. Таким образом отсюда видно, что минералогический петрографический анализ не может дать окончательного ответа на вопрос о принадлежности этого гранитного тела к герцинскому или докембрийскому интрузивным комплексам.

Что же касается взаимоотношений и контакта этой интрузии с окружающим ее яшмо-кварцитовым нижнесилурийским комплексом, то мы, в силу плохой обнаженности контактов и за кратковременностью наблюдений, не располагаем никакими данными. Таким образом вопрос о возрасте этой интрузии остается открытым.

Несомненно, что Шажагайский гранитный массив имеет много общих черт с гранитными массивами Сарытау и Кызылтау и по видимому одновозрастен с ними. Еще А. А. Козырев (1911) подчеркивал сходство этих гранитных массивов как в отношении структуры, так и минералогического состава. Наши работы сходство минералогического состава устанавливают еще более резко, вплоть до полной аналогии акцессорных примесей, что при сравнении двух гранитных массивов является одним из ведущих признаков.

3) Массив Булат

По данным Д. И. Яковлева (1941), каледонские интрузии пользуются широким развитием на юге Голодной степи уже за пределами посещенного нами района. Нашими исследованиями захвачена лишь самая северная часть обширного гранитного массива Булаттау, расположенного южнее гор Булат, сложенных яшмо-кварцитовым комплексом нижнего силура. Массив Булаттау отнесен нами к каледонским интрузиям, согласно данным Д. И. Яковлева. Никаких новых материалов о его возрасте у нас нет, так как в пределах исследованной части он имеет активный контакт лишь с нижнесилурийскими отложениями.

Граниты массива Булат слагают ровное плато, тянущееся на юг от гористых гряд Булаттау. Отдельность у гранитов матрацевидная, благодаря чему они обнажаются отдельными ровными плитами.

Массив сложен лейкократовым биотитовым гранитом розового или красноватого цвета с очень непостоянной структурой. Такситовый характер гранитов в структурном отношении очень характерен для Булатского массива — на небольшом расстоянии наблюдается быстрая смена крупнозернистых гранитов порфировидными, которые в свою очередь постепенно переходят в гранит-порфиры и, наконец, среди всех этих разностей встречаются участки, сложенные мелкозернистым гранитом.

Широким распространением пользуются маломощные (0.5—1 м) кварцевые жилы (преимущественно с серым кварцем) и жилы гранит-порфира. Граниты в зальбандах кварцевых жил местами несут следы грейзенизации. Меланократовые жилы встречаются очень редко, представлены они диабаз-порфиритами.

Результаты минералого-петрографического изучения показали, что граниты массива Булат очень близки по своему минералогическому составу к сарытавским, кызылтавским и шажагайским гранитам, поэтому мы не будем детально останавливаться на их описании.

Под микроскопом граниты массива Булат представляют собой крупнозернистые (2—3 мм), реже мелкозернистые (0.5—1 мм) породы, часто порфировидного сложения, с крупными (6—7 мм) вкрапленниками кварца и ортоклаз-пертита. Минералогический состав следующий: плагиоклаз, ортоклаз-пертит, кварц и биотит.

Плагиоклаз, как и в сарытавских гранитах, образует крупные выделения, а также мелкие таблички, включенные в кристаллы ортоклаз-пертита. В отдельных образцах плагиоклаз обладает зональным строением, тогда в ядрах он представлен олигоклазом (около 25—30); чаще же первичный плагиоклаз альбитизирован и отвечает по составу альбиту № 6—7. В грейзенизированных разностях гранита плагиоклаз нацело замещен скоплениями мелких листочков и чешуек мусковита.

Ортоклаз во всех образцах находится в пертитовом прорастании; ростки пертита веретеновидной, лентовидной и, иногда, грубопятнистой формы. Ортоклаз каолинизирован.

Биотит образует крупные пластинчатые выделения, часто нацело замещенные мусковитом. Около выделений слюд группируются акцессорные минералы. Для гранитов массива Булат одним из характерных акцессорных минералов является ортит, встречающийся во всех образцах. Кроме него присутствуют циркон, рутил, апатит, магнетит и флюорит.

Ортит присутствует в виде мелких кристаллов, окрашенных в бурый цвет; характерно, что у его зерен наблюдается зональное строение, а также изменение двупреломления в пределах одного зерна. Величина двупреломления небольшая — серо-белые тона 1-го порядка. Зерна ортита, включенные в биотит, окружены плеохроичными ореолами.

Жильные гранит-порфиры представляют собой лейкократовые породы розового или красноватого цвета с крупными (5—6 мм) вкрапленниками розового ортоклаза и прозрачного кварца. Вблизи зальбандов жил гранит-порфиры часто сменяются диорит-порфиритами, мелкозернистой породой серого цвета с крупными (2—3 мм) вкрапленниками амфибола и плагиоклаза.

Под микроскопом жильные гранит-порфиры представляют порфиновые породы с крупными (5—6 мм) вкрапленниками ортоклаза и менее крупными (1.5—2 мм) порфиновыми выделениями кварца и плагиоклаза. Основная масса породы состоит из мелких лейст плагиоклаза, сцементированных агрегатом мелких аллотриоморфных зерен кварца и калиевого полевого шпата. Цветной компонент образует довольно мелкие призматические выделения, нацело замещенные хлоритом, серицитом и карбонатом.

Плаггиоклаз представлен альбитом № 7—8, но повидимому первоначально обладал более основным составом. Из вторичных продуктов по плаггиоклазу развиваются мусковит и карбонат.

Ортоклаз находится в пертитовом прорастании, вроски пертита крупные, лентовидной формы. Пертитовые вроски тоже замещаются мусковитом, образующим мелкие розетки, и карбонатом; последний загрязнен бурыми окислами железа. Ортоклаз каолинизирован.

Кварц образует вкрапленники с оплавленными контурами, с извилистыми затеками основной массы внутрь зерен. Угасание у зерен кварца облачное.

Цветной компонент, повидимому, был представлен амфиболом. Его выделения нацело замещены биотитом, мусковитом, хлоритом и частично карбонатом.

К скоплениям слюд, развившихся вторично по цветному компоненту, приурочены выделения аксессуарных минералов: апатита, титанита и магнетита. В породе встречены также псевдоморфозы бурого железняка квадратной формы, очевидно по пириту.

Вблизи заландов жилы вышеописанный гранит-порфир сменяется диорит-порфиритом с вкрапленниками, представленными плаггиоклазом и повидимому амфиболом, нацело замещенным хлоритом, мусковитом и карбонатом. Кварц и калиевый полевой шпат присутствуют лишь в цементирующей массе.

Таким образом данная порода ближе всего отвечает по составу базокварцевым диорит-порфиритам.

Жильный диабаз представляет собой под микроскопом порфировую породу, состоящую из плаггиоклаза и авгита. Структура основной массы офитовая. Вкрапленники представлены плаггиоклазом и авгитом, достигающими 1.5—2 мм.

Плаггиоклаз обладает резко выраженным зональным строением; представлен он лабрадором № 55; образует длинные лейсты, вытянутые по вертикальной оси. Плаггиоклаз абсолютно свеж, лишь по трещинам во вкрапленниках плаггиоклаза развиваются мелкие чешуйки серицита и кальцита.

Пироксен представлен титан-авгитом с углом угасания $C : Ng = 40^\circ$; окрашен в розовато-лиловый цвет. Из вторичных продуктов по авгиту развиваются кальцит, мусковит и хлорит, причем вкрапленники авгита разбиты на сегменты и скелет сложен карбонатом, а центральные части сегментов выполнены розетками из листочков хлорита и мусковита. Среди вторичных продуктов, развивающихся по титан-авгиту, следует указать наличие призматических игольчатых кристаллов минерала, густо окрашенного в темнозеленый цвет с плеохроизмом до буро-зеленого. Угасание прямое $C : Np = 1 - 2^\circ$; удлинение отрицательное; повидимому, это эгирин. Из аксессуарных минералов следует указать на наличие магнетита в мелких идиоморфных кристаллах.

3. Заключение

Возраст змеевиков, встреченных в районе гор Сарытау, нами принят за каледонский на основании сопоставления с соседними районами, что вряд ли может вызвать серьезные возражения. Сложнее обстоит дело с установлением возраста гранитных интрузий. Граниты массивов Сарытау, Кызылтау и Шажагай имеют отчетливые активные контакты лишь с девонскими эффузивами. Уточнение их возраста, таким образом, может быть произведено только путем их сравнения с соседними районами.

Как следует из приведенного описания, массивы Сарытау, Кызылтау и Шажагай сложены совершенно тождественными породами и всего вероятнее формировались одновременно. Массив Кызылтау в свою очередь очень тесно связан с расположенными к северо-востоку от него гранитными массивами Ортау и Кос-мурун, возраст которых является посленижнекарбонным. При сопоставлении с гранитами северо-западного Прибалхашья мы увидим, что там подобным же гранитным интрузиям приписывают среднекарбонный возраст. Эти данные позволяют считать и описанные нами массивы герцинскими. Возраст гранитного массива Булат, как уже отмечалось, принимается за каледонский, согласно данным Д. И. Яковлева (1941). Отсутствие контакта слагающих его гранитов с девонскими и карбонными породами не позволяет высказать иных соображений, несмотря на чрезвычайную петрографическую близость их с гранитами массивов Шажагай и Сарытау.

IV. ТЕКТОНИКА (А. А. Богданов)

1. Описание дислокаций

В предыдущих главах были приведены основные данные по условиям залегания развитых в районе свит. Докембрийские образования характеризуются широким проявлением динамометаморфизма (катаклазиты, милониты, кливаж; течения в кристаллических сланцах и т. д.) и очень



Фиг. 3. Наклонная складка докембрийских кварцитов гор Актау (вид с севера).

сложными складками, часто осложненными надвигами. Наклоны докембрийских пород варьируют от $70-90^\circ$ до $15-30^\circ$ в замках складок и часто до обращенных падений ($140-160^\circ$) в опрокинутых крыльях (фиг. 3). Общее направление простирания докембрийских свит закономерно изменяется от северо-восточного (в районе Актау — Кызылтау) через меридиональное (район р. Ата-су) к юго-восточному (Кабантау — Джильтау).

Нижнесилурийские породы также характеризуются очень крутыми углами наклона ($50-90^\circ$), но в них менее заметно развальцовывание, так ярко проявляющееся в докембрийских кварцитах западного склона Актау. Простираения их различны для трех областей их развития. К северу от р. Сары-су они имеют простираение на северо-восток $30-70^\circ$, при этом здесь они в плане расщепляются на ряд полос, отклоняющихся от главной полосы их развития в юго-западном направлении (сопки Беркуты и Джаман-адыр). В центральной части района нижнесилурийские яшмы окаймляют с юго-запада и запада массив докембрийских пород, как бы прижимаясь к нему в юго-западной части, а при движении к северу постепенно отклоняясь от него в северо-западном направлении. При этом полоса их расширяется и распадается на ряд отдельных ветвей (район гряд Кок-сенгир). Они здесь как бы устремляются навстречу южным ветвям северной широтной полосы и, не доходя до нее, затухают, погружаясь среди поля развития песчаников верхнего силура. Соотношения нижнесилурийских яшм с комплексом докембрия в вертикальных разрезах нам наблюдать не удалось. Единственным местом их непосредственного соприкосновения являются юго-западные склоны сопок Джаман-джал. Здесь параллельно массивным грядам, сложенным кварцитами и кварцитовидными песчаниками докембрия, отделяясь от них задернбанным понижением, протягиваются узкие крутые грядки нижнесилурийских яшм. Достаточно полное совпадение простираений, прослеживающееся более чем на 50 км, не дает основания предполагать наличия между ними тектонического контакта.

Особняком расположен массив сопок Булат. В них яшмы и яшмо-кварциты имеют меридиональные простираения — в западной части, и северо-восточные — в центральной и восточной частях. Прослеживая отдельные гряды, здесь удается наблюдать, что они соответствуют пучку крутых расщепляющихся складок, образующих открытую на север виргацию.

Верхнесилурийские отложения, развитые только в северной половине района, заполняют пространства между поднятиями, сложенными докембрийскими и нижнесилурийскими свитами. Простираения их подвержены частным изменениям на общем фоне широтных и северо-восточных простираений на севере от р. Сары-су и северо-восточных и меридиональных в бассейне р. Талды-манака. Углы наклона, так же как и в древних породах, достаточно круты ($60-80^\circ$). Песчаники и сланцы часто сильно разбиты трещинами кливажа, придающими им костыльчатую отдельность. Кроме того, в них часто встречаются небольшие по мощности кварцевые жилы.

К северо-западу и к западу от массива Актау породы несут особенно резкие следы давления, что хорошо удается наблюдать по сплюсненной и раздробленной гальке конгломератов. Соотношение отложений верхнего силура с более древними свитами определяется трансгрессивным их наложением на различные горизонты докембрия Актау, яшмы северной системы гряд нижнего силура и яшмовые гряды правобережья р. Ата-су. Большая ширина, выхода на дневную поверхность отложений верхнего силура (при постоянстве крутых углов их наклона) заставляет допускать развитие в них изоклинальной складчатости с образованием тектонических несогласий в их подошве (в контакте с более жесткими свитами нижнего силура). Это вероятно и сможет послужить объяснением исключительно интенсивного развития в них кливажа, отмеченного ранее В. Ф. Беспаловым (1938) и вынудившего его признать их образованиями более древними, чем яшмо-кварциты нижнего силура.

Девонские лавы занимают небольшие изолированные площади в се-

верной части района и слагают обширные пространства в его южной части (ур. Дувана). Как правило, они характеризуются довольно пологими углами наклона.¹ Несколько особняком стоит район западных предгорий Актау. Девонские лавы здесь выполняют узкие синклинальные прогибы северо-западного простирания с запрокинутыми восточными крыльями, отражающими общее надвигание с востока сводовой части антиклинория Актау. В районе сопок Айгыр-ушкан девонские эффузивы изогнуты в виде пологого свода с углами наклона на северных крыльях в 15—25°.

Известняковая свита карбона в различных частях района дислоцирована различно. К северу от сопок Ак-тасты и Казбек ею выполнена пологая мульда; то же наблюдается и вблизи ст. Жана-Арка. Здесь в каменоломнях на правом берегу р. Сары-су видно, как известняки наклонены на юго-запад под углом 15—20°. С северо-востока к ним примыкают увалы, покрытые щелочной зеленой сланцев и песчаников верхнего силура, а с запада — выходы диоритов и гранитов.

В верховьях р. Шажагай известняково-кремнистая свита нижнего карбона выполняет довольно крупную наложенную синклиналь общего северо-западного простирания, постелью которой является метаморфический комплекс докембрия. Вблизи ее бортов углы наклона известняков достигают 40 и 60°. В центральных ее частях (верховья р. Батпак-су) они местами залегают строго горизонтально, образуя оригинальные столовые возвышенности. Характер контакта между известняками карбона и подстилающими их метаморфическими породами наблюдать не удалось, так как он повсеместно совпадает с понижениями рельефа. Однако небольшие расстояния (15—25 м) между ближайшими обнажениями метаморфической толщи и известняково-кремнистой свиты позволяют утверждать, что здесь выпадают из разреза промежуточные свиты и карбон трансгрессивно ложится непосредственно на докембрийский комплекс. Южнее, в районе сопок Айгыр-ушкан, шажагайская синклиналь сливается с небольшой пережатой синклиналью широтного направления. Последняя также выполнена известняково-кремнистой свитой нижнего карбона, но имеет более сложное строение. Вдоль северного ее крыла карбон ложится трансгрессивно на докембрий, вдоль южного — на девонские эффузивы, а в районе западного центроклинального окончания — на яшмо-кварцитовую свиту нижнего силура. Достаточная плавность очертаний этой складки дает основание предполагать отсутствие здесь крупных дизъюнктивных нарушений, которые могли бы также объяснить эту сложность соотношений карбона и подстилающих его свит.

К северу от сопок Булат обширная низменность ур. Дувана, как уже указывалось, сложена известняково-песчаниковой свитой нижнего карбона. Крайне плохая степень обнаженности этого района не позволяет дать сколько-нибудь подробной характеристики его строения. Породы карбона выполняют здесь крупную мульду, трансгрессивно налегая на севере и западе на эффузивы девона, а на юге — на яшмы нижнего силура и эффузивы девона. Простирания отдельных грядок известняков вдоль северного крыла — широтные, а вдоль западного центроклинального окончания — меридиональные.

Основными тектоническими структурами района являются: антиклинальное поднятие сопок Беркуты — Эскине-Казбек, антиклинорий массива Актау, антиклинальная зона сопок Булат и разделяющая последние синклинальная впадина ур. Дувана.

¹ В этом случае определялись: наклон флюидалности, контакты лав различной окраски и прослоев туфов и туфобренчий.

2. Описание структур

Тектурмасский антиклинорий. Полоса нижнесилурийских яшмо-кварцитов правобережья р. Сары-су, окаймленная осадочной свитой верхнего силура, является непосредственным продолжением сводовой части крупнейшего антиклинория, сложенного в сопках Аркалык, Тектурмас, Норчекен и др. яшмо-эффузивной свитой нижнего силура.¹ Восточнее описываемого района Тектурмасский антиклинорий представляет собой довольно сложную веерообразную складку. Шарнир ее местами испытывает значительные подъемы и погружения. В районе ст. Жана-Арка основной ствол антиклинория расщепляется на ряд ветвей юго-западного широтного и северо-западного простираний. Первые в свою очередь распадаются на дополнительные, быстро разветвляющиеся складки. Эти соотношения очень хорошо видны в районе сопки Беркуты—Джаман-адыр и Казбек-Иманак. Каждая из этих ветвей, имеющих протяжение в 20—60 км, состоит из системы более мелких складок, часто расположенных кулисообразно.

К западу от 71° юго-западные ветви продолжают на сравнительно небольшое расстояние и затухают в 10—15 км к югу от р. Сары-су. Основной же широтный ствол антиклинория продолжается на запад еще километров на 50.

Атасуйский антиклинорий. Массив докембрийских пород, слагающих обширные водораздельные пространства между р. Талды-манак и р. Ата-су (сопки Актау и др.) и р. Ата-су, Шажагай и Батпаксу (сопки Кабантау, Джильтау, Джаман-джал и др.), представляет собой свод крупного антиклинального поднятия. Западное его крыло сложено силурийскими породами, восточное — частично уничтожено гранитами массива Кызылтау и частично прикрыто отложениями девона и карбона. Последние трансгрессивно перекрывают и сводовую часть поднятия (Шажагайская синклиналь). На тектонических нарушениях, осложняющих свод поднятия (тектоника докембрийских свит и Шажагайской наложенной синклинали), мы уже подробно останавливались и здесь несколько коснемся только осложняющих его разрывных нарушений.

Вдоль западного склона массива Актау прослеживается несколько крупных надвигов. При следовании с запада на восток прежде всего обращает на себя внимание резкое выклинивание отдельных горизонтов песчаниково-сланцевой свиты вдоль ее контакта с кварцитами докембрия. Последние вдоль контакта очень сильно давлены и приобретают характер кварцитовых сланцев. Общий наклон пород здесь восточный, т. е. они находятся в опрокинутом положении. Далее на запад отмечаются оригинальные взаимоотношения между крайним гребнем кварцитов (фиг. 2) и полосой катаклазированных гранитов. Последние, так же как и кроющие их филлиты, при движении на юг и север остро выклиниваются, и следующий к западу гребень кварцитов (фиг. 2) постепенно сближается с крайним гребнем. При этом из разреза вначале выпадают граниты, а затем филлиты. Граниты вблизи их контакта с филлитами имеют нормальный облик, а в западной части разгнейсованы. Очевидно, вдоль восточного склона крайней кварцитовой гряды проходит надвиг, по которому граниты и кварциты надвинуты на запад. Наклон поверхности надвига нам представляется довольно крутым и обращенным на восток — согласно общему наклону перемещавшихся свит.

¹ Непрерывность полосы развития нижнесилурийских пород от сопки Аркалык на юго-запад к сопкам Ак-тасты и Казбек ранее указывалось В. Ф. Беспаловым (1938) и А. А. Богдановым (1939).

Кварциты второй гряды, обрамленной филлитами как с запада, так и с востока, также имеют с последними тектонический контакт, что хорошо заметно по соотношению их углов наклона, а кроме того, по выпадению из разреза характерного горизонта бурых кварцитовидных песчаников. Шов надвига, который здесь хорошо виден в вертикальном обнажении, не сопровождается горизонтом тектонической брекчии; лишь в филлитах увеличивается количество мелких складок волочения.

Таким образом докембрийская свита массива Актау смята в сложную асимметричную антиклинальную складку, опрокинутую на запад и осложненную серией надвигов. Главный фронт надвига удалось проследить на юг только до «перемычки» между гранитными массивами Сарытау и Кызылтау. В последних же следов каких-либо смещений нами в этом месте не наблюдалось. Можно предполагать, что надвиг проходит и к югу от перемычки, так как здесь неожиданно появляется небольшой клин нижнесилурийских пород и связанных с ними интрузивных ультраосновных пород (правобережье р. Ата-су).

Западное крыло антиклинория имеет довольно сложное строение. В районе гряд Джаман-джал оно сложено яшмо-кварцитовой свитой, смятой во вторичные складки (профиль по $A - B$, фиг. 1). Довольно крупный (до 7 км шириной) синклинальный перегиб в них заполнен зеленовато-бурыми кварцевыми альбитофирами, несогласно налегающими на яшмо-кварциты. По направлению к р. Ата-су полоса яшмо-кварцитов отчетливо разбивается на две системы гряд, из которых восточная проходит в меридиональном направлении, параллельно простиранию кварцитов докембрия. На ее прямом продолжении находится выступ нижнесилурийских пород и змеевиков у юго-западного края гранитного массива Сарытау. Западная гряда отклоняется к северо-западу (к западному краю массива Сарытау) и далее на севере переходит в систему вытянутых в меридиональном направлении яшмо-кварцитовых гряд Коксенгир. Последние имеют ширину около 20 км и состоят из ряда параллельных гряд, в которых породы наклонены к западу вдоль восточного края и к востоку вдоль западного (профили по $A - B$ и $C - D$, фиг. 1). В северной части, в 20 км к югу от р. Талды-манака, западные яшмовые гряды расщепляются на два пучка, расходящихся под острым углом к северо-востоку и северо-западу. В раструбе этой виргации находится наложенная мульда, выполненная эффузивной свитой девона. С запада и востока яшмовые гряды окаймлены песчаниками верхнего силура.

Из приведенного описания видно, что вторичные складки, осложняющие на юге западное крыло антиклинория, на севере превращаются в самостоятельную сложную складку веерообразного строения, ответвляющуюся от главного ствола антиклинория. В этом случае мы имеем характерный пример виргации, образующейся при погружении крупной складки путем возникновения дополнительных складок на ее крыльях.

С Атасурским антиклинорием тесно связаны крупные гранитные массивы Сарытау, Кызылтау и Шажагай. Форма этих интрузивных тел плохо изучена. Обращают на себя внимание следующие их особенности. Массивы располагаются в крыльевых частях антиклинория и лишь только в районе перемычки между Сарытау и Кызылтау пересекают его сводовую часть, сложенную докембрием. Кроме того, по окраинам поднятия находится большое количество мелких интрузивных тел,¹ не встреченных нами в его центральных частях. Подобная связь герцинских гранитных

¹ В. Ф. Беспаловым описываются небольшие штоки гранитов в центральных частях сопок Кок-сенгир (1938).

интрузий с головными частями крыльев крупных антиклинорий чрезвычайно часто встречается в северо-западном Казахстане. Нам уже приходилось отмечать ее для центральных частей Карагандинской области и северо-западного Прибалхашья (Богданов, 1947). Массив Шажагай, в большей своей части окруженный эффузивами девона, лишь на юго-западе уничтожает относительно небольшой выступ яшмо-кварцитов нижнего силура. Массив Сарытау имеет резко несогласные северный и южный контакты и только на западе как бы обтекается яшмо-кварцитовой свитой, изгибы гряд которой точно соответствуют неправильным очертаниям его контура. Глубина эрозионного среза массивов повидимому незначительная, так как в центральных их частях наблюдаются останцы кровли и матрацевидная отдельность, соответствующая положению трещин *L*, близкая к горизонтальной. Южный склон Шажагайского массива, по нашему мнению, полого наклонен в северную сторону, на что может указывать незначительность проявления здесь экзоморфизма и отсутствие жильных пород при горизонтальном положении трещин отдельности. В этом случае форма его приближается к лакколиту.

П о д н я т и е Б у л а т. В южной части района (сопки Булат) также находится крупная антиклинальная структура. Среди слагающей ее яшмо-кварцитовой свиты главенствуют северо-восточные простирания, в западной части сменяющиеся меридиональными. Они срезаются на севере вдоль южного борта мульды урочища Дувана эффузивами девона и известняками карбона. Сводовая часть структуры осложнена мощной интрузией каледонских гранитов. Таким образом в данном случае мы имеем северное окончание крупного антиклинального поднятия, проходящего в центральных частях Голодной степи и входящего в состав структур грандиозного Чу-Илийского антиклинория.

3. Соотношение описанных структур между собой и со структурами соседних районов

В районе ур. Дувона проходит широкая (более 20—30 км) синклиналиная впадина, сложенная эффузивами девона и известняково-песчаниковой свитой карбона. Соотношение ее со структурами Чу-Илийского и Атасуйского антиклинорий различно. Северные ветви первого в ней быстро погружаются, второй же образует с ней двойную складку. Шарнир впадины в пределах исследованной части ее погружается на восток. Протяженность впадины повидимому чрезвычайно велика. На востоке она находит свое продолжение в крупной Западной Балхашской мульде, в свою очередь являющейся продолжением Джунгарского синклинория, а на ее северо-западное продолжение приходится выходы известняков нижнего карбона в верховьях рч. Ак-тас-су, образующие, таким образом, крупный синклиний, который далее мы называем Бедпакдалинским. Атасуйский антиклинорий соответственно также должен иметь свое продолжение на востоке. Мы уже указывали, что в районе ст. Киик Караганда-Балхашской ж. д. среди эффузивно-осадочных свит среднего палеозоя и герцинских гранитных массивов выступают довольно крупные массивы, сложенные древними метаморфическими породами, слагающими погребенный и частично разрушенный свод Кызылэспинского антиклинория. В северной части (верховьях р. Талды-манака и ее левых притоков) Атасуйский антиклинорий расщепляется на ряд дополнительных складок, образуя крупную, открытую на север, виргацию. Западная ветвь затухает вблизи низовьев р. Талды-манака, в свою очередь расщепляясь при этом на два пучка складок. Свод поднятия в районе гор Актау несколько поворачивает на северо-восток и скрывается под покровом песчаников

верхнего силура (девона ?). Вдоль северо-западного склона гранитного массива Кызылтау, от свода Атасуйского антиклинория отходит полоса докембрийских пород, продолжающаяся, с северо-восточным направлением простираций, до гор Алабас.

Яшмовые гряды правобережья р. Сары-су слагают западную часть Тектурмасского антиклинория (продолжающегося на восток до г. Каркаралинска — на 280 км за пределы описываемого района). Соотношение Атасуйского и Тектурмасского антиклинориев нами подробно рассматривается в другой работе. Здесь мы отметим, что прямой связи между составляющими их структурами наблюдать не удается, так же как не удается наблюдать и их пересечения между собой. Северные ветви виргаций Атасуйского антиклинория затухают, не доходя до южных (юго-западных) ветвей Тектурмасского антиклинория. Их разделяет область развития осадочных свит верхнего силура, местами (Жана-Арка) перекрытого нижним карбоном. Этот сложный прогиб является западным продолжением Успенской мульды и вероятно на юго-западе тесно связан с синклинальными впадинами левобережья р. Ата-су. Естественным следствием такой связи является близость фаций карбона района Большой Ктай и Успенского района.

4. Главнейшие этапы развития структур района

В докембрийское время образовались сложные складчатые структуры, в которые внедрились мощные массы гранитов. Простираение складок видимо мало чем отличалось от простираения более молодых структур, за исключением района водораздела рр. Шажагай и Батпак-су, где докембрийские породы имеют северо-западное простираение 300—320°, а силурийские и девонские — широтное. В нижнесилурийское время отмечается общее погружение области, сопровождающееся накоплением мощных покровов спилитов и яшм.¹ В конце нижнесилурийского времени обстановка существенно изменяется. Происходит формирование Тектурмасского и Атасуйского антиклинориев и антиклинального поднятия Булат, сопровождающееся внедрением интрузий ультраосновных пород. Очевидно, эта эпоха и явилась началом создания складчатых структур северо-восточного Казахстана. В верхнесилурийское время происходит дальнейшее формирование крупных антиклинориев и разделяющих их прогибов. Свод Атасуйского антиклинория подвергается интенсивному размыву, вскрывающему докембрийский комплекс, слагающий его ядро. Вслед за этим происходит погружение северной части антиклинория; осадки верхнего силура трансгрессивно ложатся на кварциты и гнейсы докембрия. Бедпакдалинский синклинорий, разделяющий поднятие сопки Булат от Атасуйского антиклинория, в это время быть может не прогибался, так как в его пределах отложения верхнесилурийского возраста не обнаружены.

Девонский период характеризуется дальнейшим прогибанием впадин, причем ко времени начала излияния мощных покровов кислых лав осадочные свиты верхнего силура были уже собраны в крупные складки. В это время начинается быстрое погружение Бедпакдалинского синклинория и заполнение его эффузивным комплексом. Время внедрения гранитного массива Булат недостаточно ясно, но вообще говоря может быть отнесено к верхнесилурийской эпохе.

¹ Движения кембро-силурийского времени в нашем районе не могут быть расшифрованы за отсутствием осадков соответствующего возраста. Можно лишь указать, что к северо-востоку (в районе гор Ортау) в это время происходило накопление мощных осадочно-эффузивных свит.

Каменноугольный период является временем дальнейшего унаследованного развития всех основных структур района. Конец девонского и начало каменноугольного времени соответствовали общему подъему области, сопровождавшемуся складкообразованием. Осадки второй половины турнейского века отлагаются резко трансгрессивно на самых разнообразных свитах. Прогиб, разделяющий Тектурмасский и Атасуйский антиклинорий прогибается унаследованно. В пределах сводовой части Атасуйского антиклинория формируется сложная наложенная Шажагайская синклиналь. Бедпакдалинский синклинорий также продолжает прогибаться, причем происходит некоторое изменение его формы, более интенсивно прогибается южное крыло, благодаря чему турнейские известняки ложатся здесь непосредственно на яшмо-кварцевую свиту нижнего силура.

В среднекаменноугольное время происходит внедрение огромных масс гранитной магмы, которому предшествовали и которое сопровождали интенсивные складкообразовательные движения, окончательно оформившие складчатую структуру области.

5. Некоторые выводы

Наиболее важными выводами из приведенного нами описания тектоники района, как нам кажется, являются: 1) установление наличия в нем трех совершенно самостоятельных антиклинориев, являющихся продолжением складчатых структур Тарбагатай (Тектурмасский антиклинорий), Джунгарского Алатау (Атасуйский антиклинорий) и Заилийского Алатау (поднятие Булат); 2) установление крупной впадины Бедпакдалинского синклинория, существование которого впервые было предсказано Н. С. Шатским (1938); 3) подтверждение первоначально высказанного В. Ф. Беспаловым (1938) утверждения о совпадении каледонских и герцинских структур района; 4) установление наличия двух типов синклинальных прогибов, отличающихся как по времени заложения, так и историей развития (наложенных и унаследованных), что также вполне согласуется с анализом герцинских синклинальных впадин, произведенным Н. С. Шатским и др.; 5) установление связи герцинских гранитных массивов с крыльями крупных антиклинориев.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Верхне-Атасуйского района. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1938, вып. 3.
- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 4.
- Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Тектоника Казахстана, т. 1, 1948.
- Козырев А. А. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области. СПб., 1911.
- Колотухина С. Е. 1. Новые данные по стратиграфии и тектонике района Успенского рудника Центрального Казахстана. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1940, № 5—6.
- Колотухина С. Е. 2. Вулканогенные фации нижнего карбона Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, вып. 42, сер. геол., 1940, № 12.
- Павлов Н. С. Геологические исследования в Кулан-Утмесском районе Казахской ССР в 1931—1932 гг. Тр. Казах. геол. тр., 1936, вып. 1.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938, № 6.
- Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. Чу-Илийский водораздел, Бедпакдала и Муюн-кумы. Тр. Казах. фил. Акад. Наук, 1941, вып. 13.

Н. С. ЗАЙЦЕВ и Н. В. ПОКРОВСКАЯ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ТЕС-БУЛАК
В БЕДПАК-ДАЛА**

I. ВВЕДЕНИЕ

Бедпак-дала, или, как ее еще до сего времени несправедливо называют, Голодная степь Казахстана, до недавнего времени представляла одну из наименее геологически изученных областей нашего обширного Союза. По существу, до исследований Д. И. Яковлева, начатых в 1927 г., она была белым пятном на геологической карте.

Пятилетние работы Д. И. Яковлева (1927—1931 гг.), явившиеся для Бедпак-дала и прилежащих территорий первыми систематическими геологическими исследованиями, в корне изменили наши представления о ее природных условиях вообще. Однако, Д. И. Яковлев, заснявший столь громадную и сложную в геологическом отношении площадь (свыше 250 000 км²), естественно не мог с надлежащей полнотой осветить все вопросы ее геологического строения.

Наши исследования в Бедпак-дала, начатые в 1938 г., были предприняты в связи с открытием в 1937 г. Б. А. Петрушевским (1938) в нижнем течении р. Сары-су среди осадков верхнего палеозоя трех купольных складок с гипсовыми ядрами. Детальное изучение этих структур оказалось невозможным без выяснения строения как ближайших выходов палеозойских отложений по правобережью р. Сары-су, — их изучением в 1938 г. занимался В. Н. Крестовников (1939), — так и палеозоя более удаленного — в Бедпак-дала. По предположению Д. И. Яковлева, в Бедпак-дала аналогичными Сарысуйским куполам структурами могли оказаться сопки Кызымчик, расположенные в центральной части степи, примерно в 70—80 км от р. Чу на север вдоль 69 меридиана.

Позднее нам удалось выяснить, что эти сопки сложены плотными белыми мергелями верхней части так называемой болаттамской толщи (Зайцев, 1939), по возрасту относящимися к концу олигоцена,¹ и представляют типичные останцы столового рельефа. Палеозойские же антиклинали с гипсовыми ядрами были найдены нами в 1938 г. значительно восточнее — в районе сопки Тундукты, Тес-булак и Тантай.

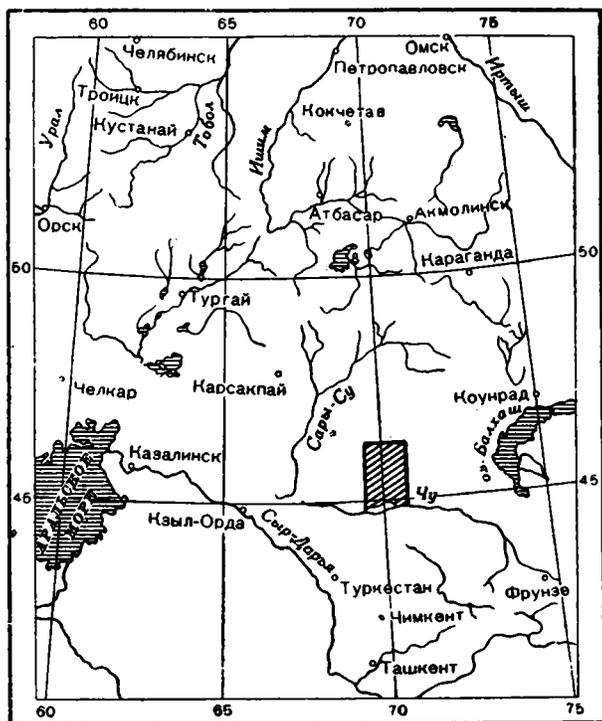
Работы, начатые в Бедпак-дала в 1938 г., были затем продолжены авторами в 1939 г. при участии студ. М. И. Щербаковой. Они производились

¹ На геологической карте Д. И. Яковлева (1941) они закрашены в цвет карбона.

оба года на средства Центрально-Казахстанской комплексной экспедиции СОПС Академии Наук СССР.

В распоряжении партии находились две полутонные автомашины с водителями М. Д. Девым и Т. Г. Масленок. Из казахов-рабочих нас неизменно сопровождал наш проводник по Тургайским степям Рахмет Джапаспаев.

Работами 1938—1939 гг. по юго-западному окончанию палеозойского поля Бедпак-дала в пределах $69^{\circ}40'$ — $70^{\circ}30'$ в. д. от Гринвича и 45° — 46° с. ш. (фиг. 2) была заснята (на глазомерной основе) в масштабе 1:200 000 площадь около 2200 км и детально расшифрована геологическая история этого района (фиг. 1).



Фиг. 1. Местоположение исследованного района.
Исследованный район косо заштрихован.

Проведение исследований в указанных границах представило необычайную сложность как из-за удаленности этой территории от населенных пунктов и трудностей физико-географического характера,¹ так и из-за отсутствия удовлетворительной топоосновы.² Поэтому при своей работе мы вынуждены были вести глазомерную компасную съемку.

¹ Во время наших работ Бедпак-дала была совершенно безлюдна; база снабжения грючим и продуктами питания — рабочий поселок Карсакпай, — удалена от мест исследования на 500—600 км; район находится в зоне полупустыни и чрезвычайно засушлив; воду мы нередко доставляли из немногочисленных родников за десятки, а то и сотню километров и т. д.

² Из имевшихся в нашем распоряжении карт можно было пользоваться только двухверстками низовий рр. Сары-су и Чу и миллионной геологической картой Д. И. Яковлева; остальные карты весьма мало отображают действительность.

Изложению полученных результатов посвящена настоящая статья. В ней основное внимание уделено вопросам стратиграфии и тектоники средне- и верхнепалеозойских отложений, которые как в вышедшем труде Д. И. Яковлева (1941), так и в XX томе Геологии СССР (1941) освещены для разбираемой территории крайне схематично, а подчас и неверно.

Однако монография Д. И. Яковлева «Голодная степь Казахстана» позволила нам выпустить из очерка частично или полностью описание орогидрографии, геоморфологии, водоносности и ряд других разделов, прекрасно им изложенных.

В предлагаемой работе почти все главы написаны авторами совместно. Камеральная обработка материалов, включая изучение пород под микроскопом и определение фауны брахиопод нижнего карбона, произведена ими же. Последнее сделано при частичной консультации М. А. Болховитиновой и В. Н. Крестовникова, за что авторы им искренне благодарны.

Каменноугольные кораллы любезно определены Т. А. Добролюбовой.

II. КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ¹

Историю изучения района можно подразделить на три этапа.

Первый этап начинается с 1840 г. и продолжается до 1903 г. Он характеризуется почти полным отсутствием каких бы то ни было геологических работ на территории Бедпак-дала. Многочисленные путешественники — А. Шренк (1840—1843 гг.), Гольмстром (1886), В. К. Герн (1866), Ю. Шмидт (1894) и другие, посетившие за это время Бедпак-дала, дают нам лишь общие описания этой территории, касающиеся преимущественно ее физико-географических условий.

С 1903 г. начинается второй этап, с которым связаны и первые геологические исследования степи. В 1903 г. А. А. Соловьев (1904—1905), подобно предыдущим путешественникам, пересек пустыню по основным ее караванным путям и собрал богатейший геологический материал, основываясь на котором пришел к выводу о наличии в Голодной степи артезианской воды, а также о большом значении Голодной степи для народного хозяйства. Для нас представляет значительный интерес указание А. Соловьева на сходство красных песчаников и конгломератов, развитых у Тес-булака, с конгломератами сопок Ак-тас (в верховьях рч. Ак-тас-ты, впадающей в Ишим с левой стороны), принимаемыми А. К. Мейстером за девонские. Наши работы подтвердили наличие девона у Тес-булака.

В 1906—1908 гг. Бедпак-дала обследовал А. А. Козырев (1911), который пересек ее тремя маршрутами — восточным,² центральным и западным, проходившими по основным караванным путям. По всем этим направлениям А. А. Козырев дает описание местности и растительного покрова, колодцев и горных пород. Им составлена геологическая карта в масштабе 20 верст в дюйме. По геологическому строению А. А. Козырев разбивает исследованный им район на две части: западную и восточную, из которых западная часть сложена третичными осадками, а восточная — девоном. Девонские осадки, по А. А. Козыреву, представлены песчаниками, известняками (у Сор-булака и Кок-ирюма в них была найдена плохо сохранившаяся фауна — карбоновая — *Н. З.* и *Н. П.*), глинистыми и кремнисто-слюдисто-глинистыми сланцами, кварцитами, эффузивными

¹ Подробный очерк истории изучения Бедпак-дала, начиная с древнейших времен и доныне, дается в работе Д. И. Яковлева (1941), поэтому нами литературный обзор, касающийся главным образом геологических вопросов, составлен очень кратко.

² Восточное пересечение сделано инж. А. И. Корнеевым, данные которого использовал в своей работе А. А. Козырев.

породами и другими. Однако, как показали позднейшие работы, такое деление геологического строения степи явилось лишь схемой, не отвечающей в большей своей части действительности.

С 1910 г. по 1916 г. В. А. Васильевым (1913, 1913—1915) производились изыскания в целях орошения долины Чу. Исследования охватили долину Чу, начиная с горной части ее до разливов ниже поселков Гуляевки и Алексеевки. В них входили детальные топографические съемки, сопровождавшиеся точным нивелированием, а также полное освещение естественно-исторических условий района и экономическое обоснование сооружения громадной ирригационной системы.

С 1916 по 1926 гг. в Голодной степи исследований не производилось.

С 1926 г. начинается третий этап. В этом году Ташкентский почвоведческий институт снаряжает в Голодную степь экспедицию под руководством Н. А. Буцкова; помимо почвенных и ботанических исследований, Н. А. Буцковым в низовьях р. Чу были собраны нижнекаменноугольные кораллы и палеогеновые устрицы, а также составлена карта этих мест. В 1927 г. Н. А. Буцков продолжал свои почвенные работы по левобережью р. Чу в ее нижнем и среднем течении.

В 1927 г. в Бедпак-дала начал свои работы Д. И. Яковлев. Результатами этих работ являются ряд опубликованных статей и большая монография, которая дает возможность познакомиться как с физико-географическими условиями страны, так и с ее геологическим строением и историей (Яковлев, 1941).¹

В геологическом отношении исследованная область подразделяется Д. И. Яковлевым на две части: северо-восточную и юго-западную; на северо-востоке распространены архейские, протерозойские и палеозойские породы осадочного и изверженного происхождения. На юго-западе развиты осадочные толщи мезо-кайнозоя.

Среди отложений палеозоя известны силурийские, девонские, каменноугольные, пермские породы.

В пределах Чу-Илийских гор нижний силур подразделяется Яковлевым на две свиты: 1) песчано-сланцевую и 2) песчано-конгломератовую. В Бедпак-дала это деление не могло быть проведено из-за «кварцованности пород и их слабой изученности» (1941, стр. 106). Здесь известны песчаники, сланцы зеленоватого и зеленовато-бурого цвета и серые известняки. В известняках к юго-западу от колодца Кара-кан была найдена фауна, определенная В. Н. Вебером и отнесенная им к аренигскому ярусу.

Нашими исследованиями в районе Тес-булака и к северу от него захвачены только железистые кварциты, кварциты и сланцы, отнесенные Д. И. Яковлевым к нижнему силуру (докембрий — *Н. З.* и *Н. П.*).

В конце силура, по Д. И. Яковлеву, проявилась интрузивная и эффузивная деятельность. На основные эффузивы силура с несогласием налегает толща бурых и красных песчаников с подчиненными им сланцами. На основании литологического сходства с девонскими породами других районов Казахстана Яковлев относит их к девону.

Обычно выше песчаников залегают кислые эффузивы. Для юго-западной части Прибалхашья в Бедпак-дала Яковлев устанавливает наличие под морским карбоном красных песчаников, среди которых проходит полоса светлых сланцев и мергелей. В последних у оз. Малое Камкалык была найдена флора *Cyclostigma kiltorkense* Nees и *Lepidodendron* sp., указывающая на верхи девона. Каменноугольные осадки Д. И. Яковлев разделяет на три типа: 1) голодно-степский — морские

¹ Работа нам была известна в рукописи благодаря любезности Д. И. Яковлева.

осадки лежат на красноцветной толще девона; 2) южный красноцветный, — налегает без перерыва на красноцветные же породы верхнего девона; 3) прибалхашский — чередование морских, континентальных и эффузивных образований. Для нас наиболее интересен голодно-степский тип разреза и мы поэтому остановимся на нем несколько подробнее.

Здесь карбон представлен внизу мощной пачкой известняков, глинистых и известковистых сланцев и песчаников. У колодца Сары-камыш, в горах Тантай, ур. Казыкты была найдена фауна верхов турне — *Productus* ex gr. *punctatus* Mart., *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kop и т. д.; в ур. Казыкты¹ на горизонты с турнейской фауной налегают известняки и сланцы с фауной визе. Выше их идут красноцветные песчаники и конгломераты с *Lepidodendron*. Ими, по Д. И. Яковлеву, заканчивается в Бедпак-дала разрез палеозоя. Мезозойские отложения, развитые преимущественно в юго-западной части Бедпак-дала, представлены красноцветными глинами, галечниками, песками мелового возраста.

В итоге своих пятилетних работ Д. И. Яковлев первый дал подробное описание геологического строения, тектоники, гидрогеологии и полезных ископаемых труднодоступных пространств Чу-Илийских гор и Бедпак-дала. Однако в силу маршрутного характера работ и тех трудностей, с которыми их проведение было связано, Д. И. Яковлев не мог детально осветить геологическое строение ряда районов (в том числе и описываемого нами ниже) и в частности мало уделял внимания изучению средне- и верхнепалеозойских осадков в восточной части Бедпак-дала.

С 1929 по 1938 гг. в Бедпак-дала различными исследователями Средне-Азиатского государственного университета проводились почвенные, ботанические, зоологические и географические работы. Они опубликованы в сводном труде «Результаты Бедпак-далинской экспедиции» (1935) и в отдельно вышедших статьях. В этих трудах дается наиболее полный обзор всех исследований, когда-либо проводившихся на этой территории, хотя данные по геологии в них по существу отсутствуют.

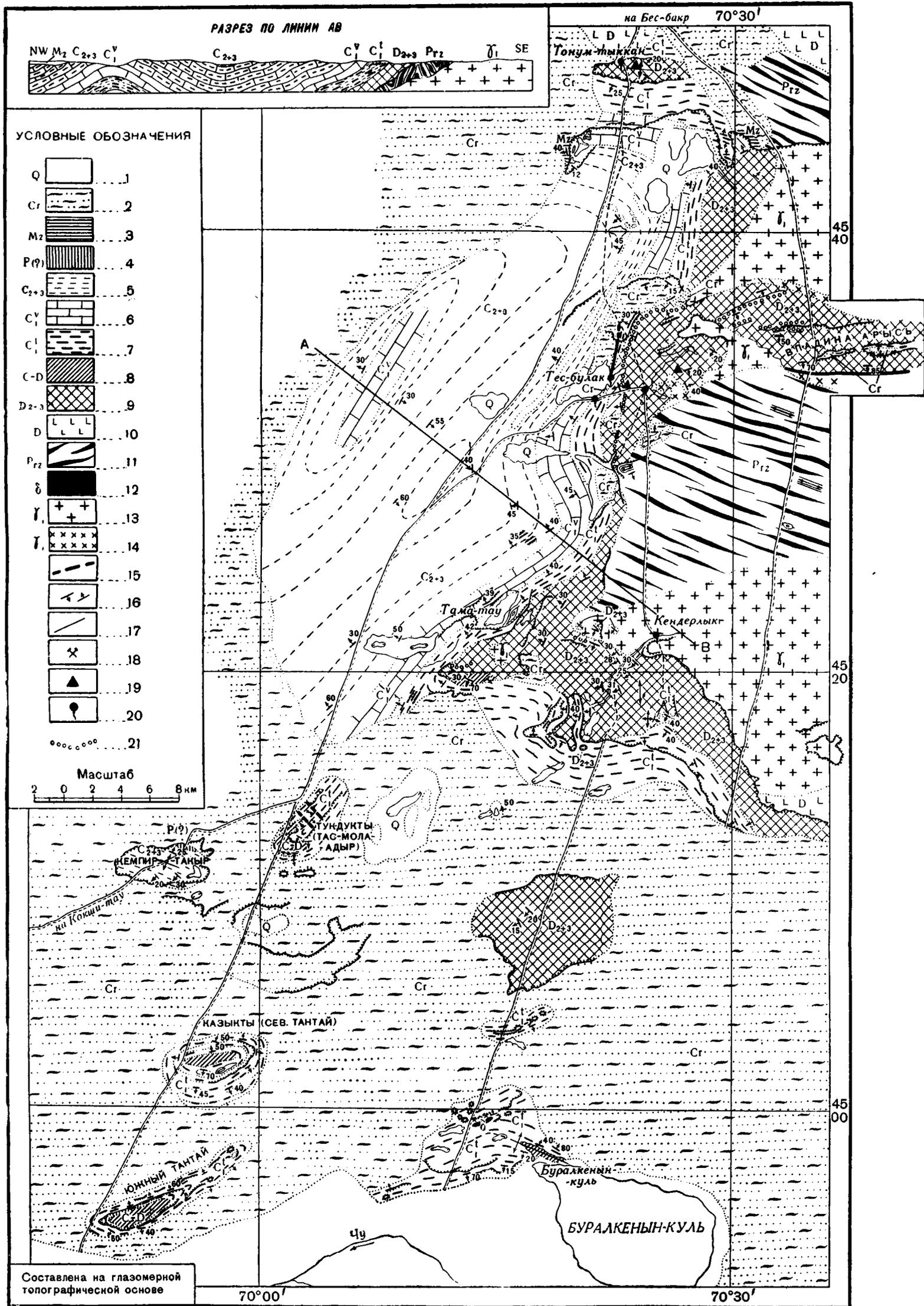
В 1938 г. в Бедпак-дала начала свои работы Академия Наук. Работы 1939 г. явились их продолжением, причем мезо-кайнозойские отложения изучались Б. А. Петрушевским (1942), а палеозойские в северной части Голодной степи, — А. А. Богдановым и др. На некоторых выводах, полученных во время этих исследований, мы остановимся ниже.

В том же году Казахский филиал Академии Наук СССР организовал опытную станцию во впадине Кобашик (в 60 км к северо-западу от Тесбулака), с целью планомерного изучения, главным образом метеорологических условий Бедпак-дала, для подведения научно-технической базы под вопросы ее практического использования. Исследования проводились под руководством проф. А. В. Мухля. Эта станция с тех пор работает непрерывно.

III. СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении описываемого нами района принимают участие как изверженные, так и осадочные породы. Последние представлены докембрийскими, девонскими, каменноугольными, пермскими (?), мезозойскими и четвертичными осадками (фиг. 2 и 3). Роль их в строении района различна. В северной части преобладают девонские и каменноугольные толщи, в южной — мезозойские.

¹ Пункт, одноименный с названием структуры Казыкты (Сев. Тантай) в нашем районе, но находящийся за его пределами (к востоку).



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта юго-западной части палеозоя Бедпак-дала.

1 — четвертичные отложения: аллювий, золотые пески, солоносные суглинки; 2 — меловые отложения: красные глины, песчаники, гипсы, конгломераты; 3 — мезозойские отложения: глины, пески, песчаники; 4 — пермские отложения (?): известняки; 5 — джеакаганская свита: песчаники, конгломераты; 6 — визейские отложения: известняки, песчаники, аргиллиты; 7 — турнейские отложения: песчаники, известняки, глины; 8 — переходные слои от девона к карбону: гипсы, красные глины; 9 — средне- и верхнедевонские отложения: красноцветные песчаники, песчаники, глины, конгломераты; 10 — девонские отложения: порфиты и порфириты; 11 — девонские отложения: сланцы, кварциты, джеопилиты; 12 — диориты варисские; 13 — граниты и гранодиориты каледонские; 14 — граниты и гранодиориты с большим количеством ксенолитов девонских пород; 15 — тектонические линии; 16 — элементные залегания; 17 — линии профилей; 18 — магнетит; 19 — барит; 20 — рудины; 21 — конгломераты D₂₊₃

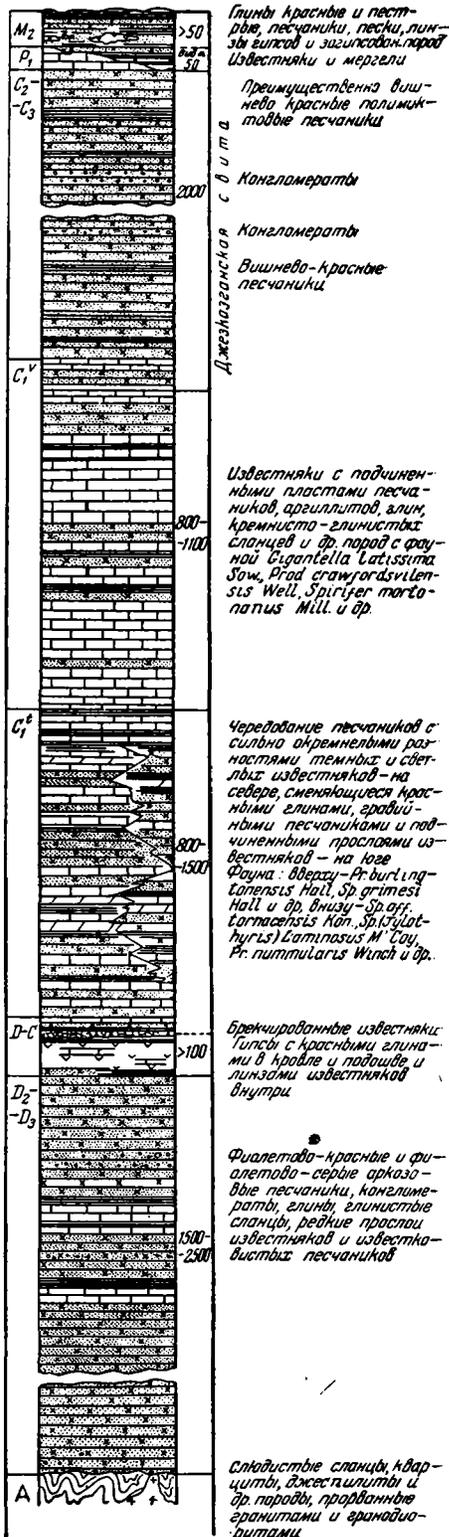
1. Метаморфические и осадочные породы

Докембрийские отложения

Докембрийские отложения, занимающие широкую полосу в восточной части района, по периферии оконтуренную крупными массивами каледонских интрузий, можно разбить на три следующих петрографических комплекса (на карте они не подразделяются): 1) серые и зеленоватосерые кварциты; 2) черные железисто-кварцитовые сланцы и железистые кварциты и 3) хлоритово-серицитовые сланцы. Вследствие чрезвычайно плохой обнаженности соотношения между этими толщами остались неясными, но, повидимому, наиболее молодыми из них являются хлоритовосерицитовые сланцы, так как в разрезе около колодцев Юалы (в 60 км к ВСВ от Тес-булака) на них с угловым несогласием ложатся эффузивы, видимо силур-девонского возраста, а последние перекрываются девонскими красноцветными породами с базальным конгломератом в основании. Здесь хлоритово-серицитовые сланцы выходят в ядре антиклинали.

Хлоритово-серицитовые сланцы состоят из мелких чешуек серицита, хлорита и зерен кварца размером в сотые доли миллиметра, располагающихся полосами. Иногда порода окрашивается окислами железа в зеленовато-бурый, вишнево-красный и другие цвета. Среди этих сланцев обособляются кремнево-кварцево-серицитовые и хлоритово-кварцевые.

Черные железистые кварциты и сланцы, представленные типичными джеспилитами, состоят из



Фиг. 3. Сводный стратиграфический разрез района Тес-булак в Бедпак-дала.

мелко раздробленных зерен кварца, различных только при больших увеличениях, отдельными полосами или сплошь пронизанных железистым темным веществом, частью представленным магнетитом, большею же частью мельчайшими зернами руды, минералогический состав которой трудно определим.

Кварциты состоят из зерен кварца и спаяны тем же минералом, более мелко, иногда почти дисперсно раздробленным. Реже в них в виде примесей имеется мусковит.

Все три комплекса пород докембрия в сильнейшей степени метаморфизованы и окварцованы. Кварцевые жилы пронизывают эти породы повсюду, образуют в рельефе конические островерхие сопки, а иногда намечают мощные отдельные зоны, связанные, вероятно, как указывает Д. И. Яковлев, с региональными разломами.

Не в меньшей степени они и дислоцированы. В отдельных выходах пласты этих толщ чаще всего стоят на головах, хотя местами и дают более пологие углы падения. Как правило, среди кварцитов наблюдается мелкая плйчатость; они обычно раздроблены многочисленными трещинами кливажа на отдельные куски, спаянные процессами динамометаморфизма в более крупные пластины. Преобладающими простираниями всего комплекса на исследованной площади являются СЗ 280—290° или близкие к широтным. Породы собраны в очень крутые, возможно изоклинные, складки, так как наблюдается чередование отдельных толщ, составляющих этот комплекс. По южной окраине впадины Арысь докембрий по крутой плоскости надвинут на красноцветные отложения девона; другой, но более пологий надвиг наблюдается к югу от Тес-булака, вследствие чего здесь сильно сокращается ширина полосы девонских отложений.

Описанные породы Д. И. Яковлев отнес к нижнему силуру на основании некоторого литологического сходства их с заведомо силурийскими отложениями более восточных районов (Чу-Илийских гор), хотя отмечал, что «при ближайшем изучении зеленые метаморфизованные кварциты Бедпак-дала могут оказаться протерозойскими» (1941). Мы не имеем прямых доказательств, указывающих на возраст этого комплекса, но степень их метаморфизации, дислоцированности, литологический состав и структурные соображения заставляют думать, что возраст пород, его составляющих, не моложе докембрийского. Это тем более вероятно, что среди выделенной Д. И. Яковлевым в Чу-Илийских горах зеленой метаморфической свиты М протерозоя мы находим соответственные аналоги, а в более удаленных районах Казахской страны, например в Карсакапайском, среди докембрийских отложений, простирающихся также на северо-запад (СЗ 340°), известен почти тот же ряд пород, включая и железистые кварциты (Русakov и Сатпаев, 1935). Кроме того отметим, что ни на территории Советского Союза, ни среди мировых месторождений железных руд джеспилитов в породах более молодых, чем протерозойские, вообще еще неизвестно.

Мощность пород докембрия нам не известна, но, повидимому, очень велика.

Верхний и средний девон

Девонские отложения пользуются значительным развитием. Они окаймляют здесь (к востоку от 70-го меридиана и к северу от среднего течения р. Чу) широкой полосой древние докембрийские метаморфические образования и прорывающие их массивы изверженных пород, залегающая на них резко несогласно.

Все породы девона выражены исключительно в красноцветной, почти сплошь грубообломочной фации, которой подчинены отдельные глинистые прослои. Пачкой конгломератов отложения девона разбиваются на две толщи. В состав нижней входят гравийные — аркозовые и кварцево-полевошпатовые песчаники серых и красноватых тонов; выше идут аркозовые и полимиктовые песчаники серой и вишнево-серой окраски, вишнево-красные плотные аргиллиты, серо-зеленые песчаники с включениями крупных известково-глинистых конкреций, включающих неокатанные обломки красной уплотненной глины. Кроме того, около Тес-булака были встречены прослои песчаных и микрозернистых известняков, окрашенных солями железа в буро-вишнево-красные тона.

Петрографический состав перечисленных горизонтов следующий. Гравийные аркозовые и кварцево-полевошпатовые песчаники состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза (чаще андезин, редко олигоклаз), апатита, эпидота, хлорита и рудного железистого минерала. Кварц и ортоклаз образуют округлые или полуокатанные зерна, причем кварц разбит трещинами, дает волнистое угасание. Ортоклаз с пертитовыми вросками, иногда мутный. Плагиоклазы образуют удлиненные серицитизированные кристаллы со сглаженными или пригнупленными краями, никогда не достигающими хорошей окатки. Двойниковые швы плагиоклазов иногда изогнуты или ступенчато-изломаны. Остальные минералы встречаются в незначительном количестве.

Состав аркозовых и кварцево-полевошпатовых песчаников в основном отвечает составу гранодиоритов, развитых восточнее, за счет разрушения которых они повидимому и образовались. Это предположение подтверждается и небольшой степенью окатки слагающего песчаник материала, указывающего на незначительный его перенос.

Микрозернистые известняки состоят из кальцитовых массы, сплошь пронизанной ангидритом; в виде включений имеются зерна кварца и полевого шпата.

Среди полимиктовых песчаников отметим оолитовую разновидность, где наряду с кварцем, плагиоклазом и ортоклазом имеются кальцитовые оолиты, окрашенные в буровато-красный цвет. Цементом являются соли железа.

Почти вся верхняя часть нижней половины девона и толща выше конгломератов преимущественно состоят из песчаников тех же самых красных и фиолетовых оттенков.

Глинистые прослои имеются ниже горизонта конгломератов (Тес-булак), где они представлены плотными (аргиллитоподобными), сильно песчанистыми разностями темнобордового цвета, и в самом верху девона. В последнем случае глины разнообразной окраски: серые, зеленоватые, голубоватые, красные и вишнево-красные, местами в той или иной степени гипсоносные. Мощность глин и гипсов увеличивается с севера на юг. К северу и северо-востоку от Тес-булака гипсы среди глин отсутствуют. Во впадине Арысь девон в основном представлен однообразными вишнево-красными и кирпично-красными песчаниками, среди которых встречаются пятнистые разности, состоящие из светло- и красноокрашенных участков.

Примерно в 400—500 м от кровли девона, а местами и на меньшем расстоянии, залегает маркирующий горизонт конгломератов, разделенный крупнозернистыми и гравийными косослоистыми песчаниками на несколько прослоев. Мощность пачки конгломератов обычно 50—60 м, но в неко-

торых местах и больше. Во впадине Арысь горизонтов конгломератов несколько. В рельефе они дают возвышенные, округлые грядки, усеянные дезинтегрированной пестрой галькой. Галька конгломератов крупная, хорошо окатанная, иногда отполированная, состоит из метаморфических сланцев, яшмы, кварца, кварцитов и других пород. Наряду с окатанной галькой присутствуют почти неокатанные обломки гранодиоритов и гранитов, тождественных развитым у Кендырлыка и Тес-булака, а также хлоритово-серицитовые сланцы, совершенно сходные с описанными выше кристаллическими сланцами докембрия. Очевидно, последние происходят в основном из вблизи развитых изверженных и метаморфических массивов. Особенно заметно увеличивается в составе конгломератов количество местных изверженных пород в направлении к Кендерлыку и далее на юго-восток.

В общем состав пород девона сравнительно выдержан; некоторые изменения он претерпевает к востоку (к колодцам Юалы), где среди пород девона начинают преобладать тонкоплитчатые аркозовые и полимиктовые песчаники. Кроме того, на севере и юговостоке планшета появляются эффузивы (порфириты и порфиры), относящиеся, повидимому, также к девону.

Для всей толщи девона очень характерно наличие баритовых и баритово-кальцитовых жил, иногда значительной мощности. Д. И. Яковлев отмечает особенно большое скопление баритовых жил среди красноцветных (вероятно, девонских — *Н. З.* и *Н. П.*) песчаников близ колодцев Сары-камыш (к востоку от описываемого района).

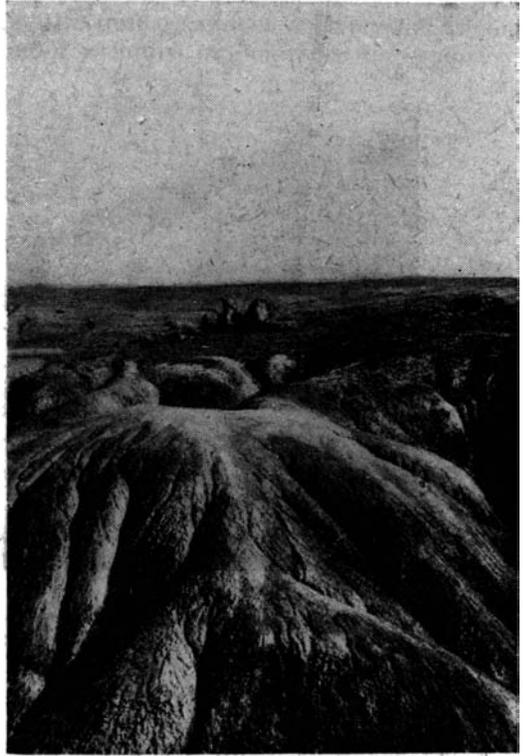
Максимальная мощность девона у Тес-булака 2.5—3 км. Возраст рассмотренной толщи определяется ее согласным залеганием под фаунистически охарактеризованными переходными слоями от девона к карбону (местные размыты между девоном и карбоном весьма слабы). Разделяющая их гипсоносная толща нами относится к самым верхам девона и к переходным от девона к карбону слоям. Никаких органических остатков нами во всей толще девона не встречено. Однако Д. И. Яковлев около оз. Малое Камкалы-куль нашел флору, среди которой В. Принада определил верхнедевонский вид *Cyclostigma kiltorkense* Н е е г.

По литологическому составу разрез красноцветных отложений девона Бедпак-дала обнаруживает большое сходство с нижним членом так называемой «бурульской» толщи Малого Каратау (Вебер, 1925, 1935), содержащей, по определению М. Д. Залесского, девонскую флору *Archaeopteris dissecta* Z a l. и *Stigmatodendron burulense* Z a l. и особенно с верхне- и среднедевонскими отложениями Джезказган-Улутавского района, подробно изученными В. Н. Крестовниковым, Д. Г. Сапожниковым, И. А. Островским и Н. В. Литвинович (Крестовников и Литвинович, 1940).

На основании всех указанных признаков и, учитывая большую мощность красноцветных пород, мы считаем, что возраст ее отвечает не только верхнему, но может быть и части среднего девона. Заметим, что еще А. Соловьев (1904—1905) отождествлял красноцветные конгломераты и песчаники Тес-булака с девонскими отложениями среднего течения р. Ишима, а на карте А. А. Козырева (1911) в Бедпак-дала показаны почти исключительно одни девонские отложения. Д. И. Яковлев при своих исследованиях в Голодной степи, наоборот, нередко относил красноцветные породы девона к каменноугольным, принимая их очевидно за джезказганскую свиту, с которой они по окраске, а частью и по литологическому составу весьма сходны. На геологической карте он их из карбона не выделяет (Яковлев, 1941).

В самых верхних частях разреза девонских отложений появляются красные и зеленые глины, мощность которых возрастает с севера на юг. На Тес-булаке среди глин, пронизанных мелкокристаллическим гипсом, обнаружена линза гипсов мощностью около 1.5 м и длиной около 9 м; по простиранию, к кровле и подошве глин (установлено канавами), гипсы выклиниваются. В подошве глин здесь залегает прослой выклинивающихся по простиранию темных кавернозных известняков, издающих запах H_2S .

Прослеживая разрез далее к югу, мы наблюдаем постепенное увеличение мощности красных, серых и зеленых глин, в той или иной степени песчаных и гипсоносных (фиг. 4), а несколько южнее гор Тама-тау (в 25 км к югу от Тес-булака) среди них появляются довольно мощные гипсы. Еще далее к югу, к нижнему течению р. Чу, мощность глинисто-гипсоносной толщи резко возрастает, главным образом за счет увеличения мощности самих гипсов (фиг. 5). Последние в сопках Тас-мола-адыр (Тундукты), Северный Тантай (Казыкты), Южный Тантай выходят в ядра брахиантиклинальных складок и, если исходить из согласных углов падения гипсов с кроющими породами, при учете площадей, на которых они обнаружены, — достигают, по видимому, более 100 м мощности.¹



Фиг. 4. Обнажение красных глин девонско-карбона к югу от гор Тама-тау. Фото авторов.

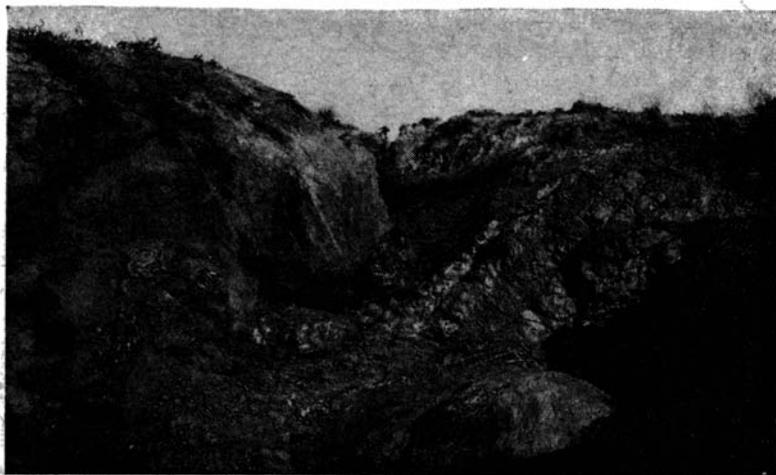
К востоку и юго-востоку отсюда гипсы на дневную поверхность выходят затем на северной окраине оз. Буралкенын, причем здесь и гипсы, и красные глины увеличиваются в мощности. Кроме того, как увидим ниже, у Буралкенына низы карбона, представленного севернее нормальными морскими фациями, замещены частью красными и пестрыми глинами, частью грубыми косослоистыми песчаниками.

Строение гипсоносной серии везде почти одинаково и довольно однообразно. Гипсы однородные, плотные, кристаллического сложения, всегда в той или иной мере глинисты. Цвет их разнообразный, в зависимости от посторонних механических примесей, но преобладает (в невыщелочен-

¹ При подсчете мощностей по отдельным профилям получаются цифры порядка 200—250 м; они, возможно, больше действительных, так как в разрезе одни и те же толщи, трудно различимые по тектоническим и эрозионным условиям, могут повторяться.

ных разностях) темный, реже зеленоватый или голубоватый и красноватый цвет. Выщелоченный игольчатый гипс имеет ослепительно белый сахаристый вид, а отдельные крупные пластинчатые кристаллы совершенно прозрачны.

В основной массе гипсы не образуют переслаивания с другими породами, и только вблизи кровли в них появляются серые плотные загипсованные известняки, реже известковистые песчаники, мощность которых достигает 2—3, реже 4—5 м (Южный Тантай). На них обычно налегают серые, красные и зеленые глины. Переход гипсов в покрывающие глины совершается постепенно, причем количество глин в гипсоносной серии



Фиг. 5. Обнажение гипсов и турнейских известняков в сопках Тундукты. Фото авторов.

кверху все больше и больше увеличивается, а гипса, наоборот, уменьшается и, наконец, последний нацело вытесняется красными и зеленовато-серыми загипсованными глинами. Мощность глин 15—30 м. Гипсоносная серия дислоцирована, как правило, почти согласно с породами кровли, а на Тес-булаке и с породами подошвы (в остальных пунктах мы подошвы гипсов не знаем). Только в горах Казыкты гипсы смяты сложнее, чем вышележащие известняки кровли. Углы падения в покрывающих гипсы толщах чаще крутые, иногда пласты поставлены на голову и даже запрокинуты (Тундукты, фиг. 6).

Переходные от девона к карбону слои, охарактеризованные фауной (зона *Etroeungt*).

Этот комплекс пород в одних случаях начинается маломощными, плотными микрозернистыми песчаниками серовато-красноватого цвета (иногда с гранатом, как это наблюдается на Тес-булаке и Тундукты), в других — горизонтом черных или серых брекчированных известняков, залегающих в южной половине района на красных глинах гипсоносной серии. Иногда они переслаиваются с маломощными песчаниками.

Макро- и микроскопически брекчированные известняки представляют очень плотные разности (в выветрелом состоянии сильно кавернозные и узловатые), состоящие из слабоокатанных или угловатых обломков обычно микрозернистого известняка, цементированных более крупнозернистым кальцитом. По периферии обломков наблюдаются оторочки

железистых соединений. Кальцит кое-где загрязнен глинистыми примесями; из других включений присутствует обломочный кварц. По своему генезису брекчированные известняки представляют седиментационные брекчии; лишь местами, в районе развития мощных гипсов, брекчированность их усилена вероятно тектоническими процессами. В ископаемом состоянии они встречаются довольно часто и в литературе описывались неоднократно (Бубличенко, 1934; Маслов, 1940; Машкара, 1937, 1938).

Горизонты брекчированных известняков очень выдержаны, постоянны и прослеживаются как в виде отдельных больших глыб в основании турне, так и в виде сплошных прослоев, вытянутых на десятки километров.



Фиг. 6. Вертикально стоящие слои нижнетурнейских известняков на Тундукты. Понижение сложено гипсами. Фото авторов.

Д. И. Яковлев (1941, стр. 335) к юго-западу от колодцев Сары-камыш (восточнее нашего района) отмечает полосу брекчированных пород карбона, прослеживающуюся на протяжении 18 км. Истинная мощность брекчированных известняков неизвестна, так как чаще они наблюдаются в виде больших глыб; однако можно считать установленным, что она не превышает 20 м. Фауна в них в большинстве случаев отсутствует, но в слабо брекчированных известняках, непосредственно налегающих на красные глины гипсоносной толщи около Тама-тау, найдены кораллы *Caninia* cf. *cornucopiae* M i s h., *Caninia* sp. № 1; в северном Тантае над гипсами найдены *Caninia* sp. (группа *Caninia cylindrica* M i s h.). Первый из этих видов указывает на турнейский возраст слоев подзоны γ англо-бельгийского бассейна, последний — вообще на турне. Тем не менее определять возраст только по кораллам в данном случае по видимому нельзя,¹ так как на Тес-булаке и в окрестностях Кендерлыка в 35—50 м над брекчированными известняками, а в Южном Тантае, Казыкты, Буралкеныне и Тундукты непосредственно выше их — найдена брахиоподовая фауна переходных от девона к карбону слоев. Здесь обнаружены многочисленные

¹ К этому вопросу мы вернемся ниже при описании пород турне и вие.

Athyridae, по внешнему облику сходные с очень низкими карбоновыми видами и частью с верхнедевонскими, например с *Athyris sulcifer* var. *intermedia* Hall. (форма, характерная для сульфидеро-вых слоев Казахстана) и следующие брахиоподы, характерные для слоев зоны Etroeungt: *Productus* aff. *costatulus* Hall, *Pr. (Avonia) niger* Gosselet, *Pr. lotzi* Раевск, *Pr. ex gr. niger*, *Spirifer (Tylothyris) laminosus* McCoy. Последний вид, очевидно, имеет более широкое вертикальное распространение, так как он в Казахстане, по Д. В. Наливкину, встречается в русаковских и ишимских слоях, а В. Н. Крестовников описывает его для зоны Etroeungt Южного Урала. Вышеприведенная фауна встречается в нашем районе в сообществе с другими видами, характерными для кассинских слоев Казахстана и слоев Kinderhook, а также с очень немногими формами, указывающими на низы слоев Burlington Сев. Америки. Не вдаваясь в подробное объяснение этого явления, что будет сделано ниже, отметим здесь только, что такой состав фауны позволяет отнести самые низы морского комплекса карбона вместе с подстилающей гипсоносной серией к переходным от девона к карбону слоям.

Турнейские отложения

Наиболее полно турнейские и вообще карбоновые отложения обнажены непосредственно у Тес-булака, а также к северу и югу от него. Здесь Н. В. Покровской в грядях по южной окраине шора описан с послойными промерами следующий непрерывный разрез.

Начиная снизу, на девонской красноцветной толще залегают:

D—C₁ 1) Переслаивающиеся известняки с песчаниками. Известняки плотные, микрозернистые, темного цвета. При ударе молотком издают запах сероводорода. Сильно кливажированы, с прожилками белого кальцита. Песчаники имеют красный и желтый цвет различных оттенков. Очень крепкие (окремелые), но кавернозные. Пустоты обычно выполнены кальцитом. Фауны в этих породах не обнаружено. Выветриваясь, породы дают угловатую щебенку. Мощность — 19 м.

Простираение меняется на коротких расстояниях, преобладающим является северо-восточное СВ 85°, падение на СЗ 335° \perp 40°.

2) Зеленовато-голубоватые глины, обнажающиеся на протяжении около 20 м в межгрядовом понижении. По простираению (на юго-запад) глины выклиниваются. Мощность не свыше 15 м.

3) Гипс, образующий линзу внутри глиняного слоя 2. В поперечнике линза имеет до 9 м.

4) Песчаники плотные, микрозернистые, серовато-красноватого цвета. Часто содержат включения кристаллов граната. Мощность 20 м.

5) Известняк серовато-черного цвета. Сильно кливажирован. Пронизан жилками розового кальцита. Простираение изменчиво. Переслаивается с песчаником, очень похожим на песчаник слоя № 1. Мощность 5 м.

6) Чередование песчаников — розовато-серых и серых, плитчатых, сильно кливажированных, пронизанных розовым кальцитом. Мощность 5 м.

7) Чередование известняков серых плотных плитчатых и песчаников плитчатых розового цвета. Мощность 9 м.

8) Песчаники вишнево-красные, мелкозернистые, плотные, аркозовые. Мощность 3 м.

- С₁ 9) Известняки черные микрозернистые. При ударе издают запах сероводорода. Пронизаны белым кальцитом. При выветривании принимают вид тесно прижатых друг к другу горошин. В основании известняк розовато-оранжевого цвета; мощность его 0.5 м. В самом верху черный известняк переслаивается с известняком темно-серого и серого цвета, содержащим множество Athyridae, криноидей, мшанок и т. д. Падение СЗ 290° \perp 33°. Мощность 30—40 м. Отсюда определены: *Brachythyris* cf. *chauteauensis* Well., *Syringothyris* cf. *newarkensis* Well., *Camarotoechia panderi* S. M., *C. tuta* Miller, *Spirifer* sp.
- 10) Известняк криноидный, серовато-темного цвета. Падение СЗ 290° \perp 40°. Мощность 8 м.
- 11) Известняк мелкокристаллический, плитчатый, плотный, светлосерого цвета с розовым оттенком. Фауны нет. Падение СЗ 290° \perp 42°. Мощность 20 м.
- 12) Глина плотная, сухая, темнокрасного цвета. Падение СЗ 315° \perp 25°. Мощность 5 м.
- 13) Песчаники вишнево-красного цвета, аркозовые, мелкозернистые, сильно кливажированные. Нередко содержат кристаллы пирита. Вверху появляется среди них прослой глины, похожей на глину слоя 12. Падение СЗ 300° \perp 40°. Мощность 23 м.
- 14) Известняк темносерый, плотный. Падение на СЗ 275° \perp 41°. Мощность 15 м.
- 15) Переслаивание вишнево-красных глин с желтоватыми, сильно кливажированными, аргиллитами. Мощность 12 м.
- 16) Чередование известняка светлосерого цвета с песчаником светло-зеленого цвета, мелкозернистым. Падение СЗ 300° \perp 52°. Мощность 12 м.
- 17) Чередование песчаника кирпично-красного цвета, мелкозернистого, рыхлого, с песчаником плотным, вишнево-красным, а вверху — со светлосерым плотным известняком. Мощность 49 м.
- 18) Известняк темносерого цвета, мелкозернистый, плотный, кливажированный, с опоквидным изломом. При ударе издает запах сероводорода. Чередуеться с кварцевым песчаником желтовато-серого цвета, с плотным известняком серого цвета, пронизанным жилками вторичного кальцита, и с вишнево-фиолетовым слоистым песчаником. Падение на СЗ 295° \perp 55°. Мощность 32 м.
- 19) Сланец кремневый, плотный, полосчатый, светлофиолетового цвета. Мощность 10 м.
- 20) Аргиллит зеленовато-серый, кливажированный, дает мелкую угловатую щебенку. Падение на СЗ 295° \perp 60°. Мощность 2 м.
- 21) Песчаник плитчатый, зеленовато-серого цвета, очень сильно кливажированный. Содержит разнообразную флору (отдельные отпечатки достигают 1 м величины), по определениям М. Ф. Нейбург принадлежащую *Cnorrria* и др. лепидофитам. Падение на СЗ 305° \perp 40—45°. Мощность 7 м.
- 22) Песчаник зеленовато-голубоватого цвета, мелкозернистый, кливажированный. В нем много мелких рассеянных кристаллов какого-то железистого (?) минерала. Мощность 6 м.
- 23) Известняк серовато-желтого цвета с розовым оттенком, плотный, макрозернистый. Мощность 11 м.
- 24) Песчаник аркозовый серовато-фиолетового цвета, среднезернистый, трещиноватый, плотный. Падение на СЗ 295° \perp 41°. Мощность 9 м.

- 25) Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, плотный, разбитый кливажем на мелкие плитки. Мощность 9 м.
- 26) Песчаник аркозовый фиолетовый, мелкозернистый, плотный, слоистый. Мощность 8 м.
- 27) Песчаник светлорозовый, плотный, мелкозернистый. Вверху содержит прослой известняка. Мощность 10 м.
- 28) Чередование песчаников вишнево-красных, зеленовато-серых и светложелтых. Среди них прослой темного плотного мелкозернистого известняка с опоквидным изломом, мощностью 0.5 м. Падение на СЗ 305° \perp 40°. Мощность 40 м.
- 29) Известняк серовато-темный, с фауной кораллов, мшанок, брахиопод. Формы мелкие. Выделяется прослой черного криноидного известняка. Фауна: *Productus burlingtonensis* Hall, *Leptaena* cf. *analoga* P hill., *L. cf. convexa* Well., *Productus* cf. *viminalis* White, *Spirifer* cf. *incertus* Hall, *Athyris (Cliothyridina) parvirostra* Well., *Spirifer* sp. Мощность 26 м.
- 30) Известняк серый с фиолетовым оттенком, сплошь переполненный фауной, среди которой преобладают продукты: *Productus burlingtonensis* Hall, *Pr. burlingtonensis* var. *djidensis* Nal., *Leptaena convexa* Well., *Spirifer tornacensis* K o n., *Athyris lamellosa* L'Ev., *Cliothyridina parvirostra* Well. Мощность 30 м.
- 31) Известняк темносерый с фиолетовым оттенком, плотный, с разнообразной фауной: *Productus burlingtonensis* Hall, *Leptaena* cf. *analoga* P hill., *Athyris lamellosa* L'Ev., *Spirifer tornacensis* K o n. Мощность 14 м.
- 32) Окремненный известняк черного цвета с прослоем светлосерого известняка. В нем трудно выбивающаяся фауна: *Spirifer tornacensis* K o n., *Sp. aff. tornacensis* K o n., *Tetracamera subtrigona* M. W. Мощность 15 м.
- 33) Песчаник светлосерого и зеленовато-серого цвета, рыхлый, среднезернистый. Падение на СЗ 300° \perp 60°. Мощность 7 м.
- 34) Песчаник светложелтый или белый, косослоистый, среднезернистый, плотный. Падение на СЗ 325° \perp 43°. Мощность 13 м.
- 35) Песчаник зеленовато-желтый, мелкозернистый, плотный. Падение на СЗ 320° \perp 60°. Мощность 17 м.
- 36) Песчаник фиолетово-серый, мелкозернистый, плотный. Падение на СЗ 305° \perp 45°. Мощность 4 м.
- 37) Известняк песчанистый, зеленовато-серый, переполненный пелциподами. Падение на СЗ 325° \perp 50°. Мощность 3—4 м.
- 38) Песчаник такой же, как в слое № 35. Кливажирован. Падение на СЗ 317° \perp 35°. Мощность 18 м.
- 39) Песчаник, аналогичный песчанику слоя № 34, но без косои слоистости. Мощность 20 м.
- 40) Кремнистая порода светлосерого цвета, очень твердая, массивная. Выходит на вершине гряды. Мощность 8 м.
- 41) Окремненный известняк черного цвета, плотный, массивный. Фауна: *Athyridae* круглые, плохой сохранности, *Spirifer tornacensis* K o n., *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall, *Productus viminalis* White. Мощность 10 м.
- 42) Известняк белого цвета, мягкий. Фауна плохой сохранности. Падение на СЗ 295° \perp 55°. Мощность 4 м.
- 43) Окремненный известняк темносерого цвета, чередующийся со светлосерыми кремнями. Мощность 21 м.

- 44) Окремнелый известняк темнозеленого или фиолетового цвета с прослоем темносерого кремня. Падение на СЗ 310° \perp 45°. Мощность 12—15 м.
- 45) Зеленовато-желтый песчаник, мелкозернистый, плотный, кливажированный. Падение на СЗ 300° \perp 60°. Мощность 28—30 м.
- 46) Мергелистая порода светложелтого цвета. Много фауны — *Productus burlingtonensis* Hall, *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall, *Phillipsia* sp. и др. Мощность 35 м.
- 47) Известняк светлофиолетовый, мелкозернистый, плотный, фауна бедная: *Productus burlingtonensis* Hall. Падение на СЗ 280° \perp 42°. Мощность 15 м.
- 48) Известняк голубовато-серого цвета, плотный, окремнелый, с плохо выбивающейся фауной *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall. Мощность 12 м.
- С₁ 49) Окремнелый известняк белого цвета. Фауны мало, плохой сохранности и трудно выбивающаяся. Мощность 7—8 м.
- 50) Переслаивание темносерых плотных известняков с плитчатыми серовато-фиолетовыми. Мощность 21 м.
- 51) Переслаивание вишнево-серых плитчатых известняков, богатых пелециподами *Anthracomya* sp. с темными известняками, содержащими мелких брахиопод. Здесь же сверху прослой кремнево-глинистого сланца вишнево-фиолетового цвета. Мощность 60 м.
- 52) Темносерый плотный известняк, пронизанный вторичным кальцитом. Мощность 10 м.
- 53) Переслаивание вишнево-красных плитчатых известняков с плитчатыми песчаниками, содержащими пелеципод. Мощность 30 м.
- 54) Криноидный известняк черного цвета, плотный. Мощность 10 м.
- 55) Известняк черного цвета, очень плотный, звонкий, с раковистым изломом. Мощность 15 м.
- 56) Известняк темносерый, плотный. Мощность 5 м.
- 57) Переслаивание темносерых, плитчатых известняков с зеленовато-серыми известняками. Мощность 6 м.
- 58) Серый известняк. Мощность 3 м.
В слоях 56—58 много мелких брахиопод.
- 59) Переслаивание зеленовато-серого плотного, мелкозернистого песчаника с темносерым известняком. Мощность 27 м.
- 60) Серый известняк с мелкой фауной. Мощность 32 м.
- 61) Тот же известняк, но переслаивающийся с зеленовато-желтым песчаником. Мощность 23 м.
- 62) Песчаники слоистые, серые с фиолетовым оттенком. Мощность 20 м.
- 63) Те же песчаники, чередующиеся с зелеными. Мощность 25 м.
- 64) Известняк серый с фиолетовым оттенком. Много мелкой фауны. Мощность 24 м.
- 65) Песчаники зеленовато-серые, плитчатые. Мощность 78 м.
- 66) Криноидный известняк темносерого цвета. Мощность 5 м.
- 67) Окремнелый известняк серого цвета с мелкой фауной брахиопод. Мощность 28 м.
- 68) Известняк темносерый с фауной брахиопод. Мощность 7 м.
- 69) Тот же известняк, но с прослоем серого песчаника. Мощность 14 м.
- 70) Песчаники зеленовато-серые или светложелтые, мелкозернистые. Мощность 101 м.
- 71) Известняк темносерый с мелкой фауной. Мощность 2 м.

72) Известняк темносерый с фауной. Среди него прослой светло-желтых песчаников. Мощность 50 м.

73) Известняк серый. Есть прослой фиолетово-серых песчаников с *Productus crawfordsvillensis* Well., *Pr. (Dichthoclostus) mesialis* Hall, *Spirifer* ex gr. *keokuk* Hall, *Sp.* ex gr. *triangularis* Mart., *Reticularia lineata* Mart. Мощность 40 м.

74) Песчаник желто-серого цвета, плотный. Мощность 25 м.

75) Известняк серый, с *Productus crawfordsvillensis* Well., *Pr. (Pustula) aff. subelegans* Thom., *Dielasma* cf. *Fusiforme* Vern., *Spirifer mortonanus*. Mill., *Productus (Sinuatella) sinuata* Kon. Мощность 40 м.

76) Известняк темносерого цвета, переслаивающийся с желтовато-серыми мергелистыми породами, содержащий *Spirifer mortonanus* var. *kasakhstanica* Bolch., *Sp. mortonanus* var. *acutisselata* Bolch., *Productus crawfordsvillensis* Well., *Pr. aff. lobatus* M. W., *Pr. minutus* M. W., *Pr. deruptus* Rom. var. nov., *Pr. (Pustula) aff. subelegans* Thom., *Gigantella latissima* Sow., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Chonetes* sp., *Athyris trinuclea* Hall, *Reticularia lineata* Mart. Падение на СЗ 295° ⊥ 45°. Мощность 46 м.

77) Переслаивание желтых песчаников с серыми известняками, богатыми фауной брахиопод. Мощность 20 м.

78) Криноидный известняк темносерого цвета. Фауна *Productus crawfordsvillensis* Well., *Spirifer logani* Hall, *Athyris (Composita) trinuclea* Hall. Мощность 40 м.

79) Мергелистая порода кирпично-желтого цвета, плотная. Мощность 11 м.

80) Известняк темносерый с фауной. Мощность 25 м.

81) Известняк темносерый, чередующийся с мергелистой породой темножелтого цвета. Мощность 62 м.

82) Переслаивание зеленых песчаников с серыми и темносерыми криноидными известняками с *Productus crawfordsvillensis* Well., *Spirifer logani* Hall, *Athyris (Composita) trinuclea* Hall. Мощность 192 м.

С₂₊₃^{dj} 83) Серые кристаллические известняки без фауны, чередующиеся с зеленовато-серыми песчаниками. Последние преобладают. Мощность 149 м.

84) Глины темнофиолетовые или зеленоватые, плотные, слегка песчаные. Мощность 4 м.

85) Зеленые песчаники мелкозернистые, плотные. Среди них горизонт песчаников с пиритом (отдельные вкрапления кристаллов в породе). Мощность 40 м.

86) Аргиллиты зеленого цвета. Среди них небольшой прослой белого кварцевого песчаника. Мощность 7 м.

87) Чередование зеленых песчаников с фиолетовыми мелкозернистыми песчаниками и темносерыми известняками. Мощность 10 м.

88) Зеленые песчаники с множеством высыпок кристаллов горного хрусталя. Мощность 30 м.

89) Песчаники серые с зеленоватым оттенком, с флорой; в них конкреции известняков темного цвета. Мощность 10—12 м.

90) Темнокоричневые мелкозернистые песчаники. Падение на СЗ 280° ⊥ 25°. Мощность 150 м.

91) Серовато-фиолетовые песчаники, плотные. Мощность 20 м.

- 92) Песчаники красновато-коричневатые, плитчатые. Среди них прослой красных среднезернистых песчаников. Мощность 70—80 м.
- 93) Конгломерат среднегалечный; галька хорошо окатана и состоит из яшм, кремней, эффузивов и песчаников. Средняя величина гальки 2 см. Цементом служит песчаный материал. Конгломерат разделен на несколько слоев аркозовыми песчаниками. Мощность 30 м.
- 94) Песчаники плитчатые, вишневого цвета. Падение на СЗ $285^\circ \perp 40^\circ$. Мощность 50 м.
- 95) Песчаники косослоистые, аркозовые, вишнево-красного цвета. Мощность 300—350 м.
- 96) Конгломерат крупногалечный, красного цвета. Галька различной величины — от 0.5 до нескольких сантиметров. Преобладает крупная галька. Она хорошо окатана и состоит преимущественно из сиенит-порфира. Конгломерат переслаивается с крупнозернистыми косослоистыми песчаниками вишневого цвета. Простирание меридиональное, падение на запад под $\perp 45^\circ$. Мощность 70—80 м.
- 97) Песчаники вишнево-красные плитчатые. Видимая мощность 500 м.

Из приведенного разреза видно, что среди турнейских отложений Тесбулака намечаются два литологических комплекса. Нижний представлен кирпично-красными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, чередующимися с темносерыми и черными сильно окремнелыми известняками (некоторые разности с запахом H_2S) и прослоями серовато-зеленых глин и аргиллитов (фиг. 7); верхний состоит из переслаивания серых, желтовато-серых и желтых, также окремнелых известняков с серыми и зеленовато-серыми песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, глинами и аргиллитами.

Среди глинистых пород аргиллиты преобладают. Известняки нижнего комплекса отличаются сплошным или полосчатым окремнением, очень хорошо прослеживающимся в известняках нижней части разреза на Тесбулаке, Тас-мола-адыре, Буралкеныне. Под микроскопом видно, что кремнистые известняки состоят из массы кальцитовых зерен и рассеянных среди них, или выполняющих поры, агрегатов халцедона. Иногда окремнение настолько сильно, что основой является чешуйчатая масса халцедона, в которую включены участки зерен кальцита.

Кроме кремнистых известняков, петрографически в этом комплексе можно выделить еще органогенно-обломочные и сгустковые. Первые состоят из мелкозернистого кальцита и различных мелких и более крупных обломков раковин брахиопод, криноидей и иглокожих. В пустотах раковин наблюдаются аутигенные образования кварца и мелких зерен полевого шпата. Местами известняк перекристаллизован и загрязнен глинистым материалом и железистыми соединениями.

Сгустковые известняки, неравномерно перекристаллизованные, состоят из тонкозернистого малопрозрачного кальцита, образующего участки округлой или неправильной формы, и кристаллического прозрачного кальцита в промежутках между ними. В виде включений присутствуют угловатые мелкие зерна кварца.

Анализы темных, пахнущих H_2S , карбоновых известняков из низов разреза показали незначительное содержание в них органического углерода. Темный известняк Тесбулака (обр. 51, обн. 82, сл. 4, 1938 г.) дал 0.30% С. Темный окремненный известняк Тундукты (обр. 73, обн. 89, сл. 7, 1938 г.) содержит 0.17% С.

Обломочные породы состоят из полимиктовых и аркозовых песчаников. В состав первых входят: кварц, полевые шпаты, слюда, реже обломки кремнистых пород. Аркозовые песчаники сложены кварцем и полевыми шпатами, вокруг зерен наблюдаются оболочки железистых соединений. Цемент кварцевый или отсутствует совсем. В последнем случае зерна тесно соприкасаются друг с другом.

Из известняков нижнего комплекса Тес-булака определены (послойное распределение фауны см. в приведенном выше разрезе) из самых низов:



Фиг. 7. Известняки и песчаники основания турне у род. Токум-тыккан. Понижение сложено красноцветной толщей девона. Фото авторов.

Leptaena analoga Phill., *Brachythyris* cf. *chauteauensis* Well., *Syringothyris* cf. *newarkensis* Well., *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. aff. tornacensis* Kon., *Eumetria* sp., многочисленные мелкие *Athyris* n. sp.,¹ *Ath. parvirostra* M. W., *Rhipidomella michelini* L'E v., *Rh. thiemei* White, *Camarotoechia tuta* Mill., *C. elegantula* Rowley, *C. panderi* S. M.

Примерно в средних частях турнейских отложений Тес-булака встречаются очень обильные *Productus burlingtonensis* Hall, var. *djidensis* Nal., *Pr. burlingtonensis* Hall, *Pr. cf. viminalis* White, *Leptaena* cf. *analoga* Phill., *Leptaena* cf. *convexa* Well., *Spirifer tornacensis* Kon., *Spirifer* cf. *incertus* Hall, *Athyris parvirostra* Well., *Athyris lamellosa* L'E v., *Athyris* sp. и кораллы: *Kueichowpora* aff. *tushanensis* Chi, *Zaphrentis alveata* Ldwg., *Caninia* cf. *cornucopiae* Mich., *C. aff. cornucopiae* Mich., *Clisiophyllum* cf. *modavense* Salle, *Cl. aff. modavense* Salle.

¹ М. А. Болховитинова, просмотревшая этих атирид, считает также, что они, вероятно, принадлежат к новым видам.

Верхний комплекс турне состоит из следующих пород: 1) полимиктовых песчаников, основными компонентами которых являются кварц, полевые шпаты (ортоклаз и плагиоклазы), мусковит и обломки кремнистых пород; 2) известняков, среди которых выделяются следующие разновидности: органогенные, сильно окремненные, доломитизированные, тонкозернистые и кристаллические. Окремнение в известняках носит почти тот же характер, что и в нижнем комплексе турне. В доломитизированных известняках наряду с бесформенно лапчатыми зернами кальцита присутствуют ромбоэдри и неправильные, слегка округлые зерна доломита. Кроме того, в них встречаются, часто выполняя поры, волнисто-угасающий кварц, барит и гипс с ангидритом. Цементом в обломочных породах является мелкодробленый кварцевый материал и халцедон. Иногда цемент отсутствует вовсе.

Окраска всех пород верхнего комплекса более светлая. Здесь преобладают серые, желтовато- и зеленовато-серые и желтые тона.

Из известняков турне верхнего комплекса Тес-булака определена фауна, типичная для русаковских слоев: *Productus burlingtonensis* Hall, *Pr. viminalis* White, *Leptaena analoga* Phill., *Spirifer tornacensis* Kon., *Spirifer* sp., *Brachythyris atbasarica* Nal., *Br. cf. suborbicularis* Hall, *Brachythyris* sp., *Athyris lamellosa* L'Ev., *Athyris* sp., *Tetracamera subtrigona* M. W.

Приведенная фауна показывает, что в турнейских отложениях Тес-булака намечаются три стратиграфических горизонта. В этом отношении разрез турне нашего района близок к разрезу Джезказган-Улутавского района, в котором также выделяются в турне три горизонта. Средний горизонт турне у нас особенно хорошо выделяется благодаря появлению большого количества кораллов, среди которых имеются формы, как, например, *Caninia cf. cornucopiae* Mich., характерные для среднетурнейского времени. По схеме деления карбона, принятой для Казахстана, в описанном выше разрезе турне обособляются и кассинские, и русаковские слои. Граница между ними лежит, очевидно, несколько ниже горизонта с кораллами.

Кроме того, мы должны отметить, что самые низы карбона Тес-булака (35—50 м) фаунистически не охарактеризованы; они отнесены нами, вместе с гипсоносной толщей, к переходным слоям от девона к карбону, с одной стороны потому, что они лежат на Тес-булаке ниже горизонта с фауной низов турне, а с другой — по аналогии с более южными частями района, где близкие по положению слои содержат фауну зоны Etrœungt.

Отложения турне описанного типа распространены во всей северной полосе района. В южной половине, за редкими исключениями, на дневную поверхность выходят только породы с нижнетурнейской фауной; их состав по направлению к юго-востоку (к оз. Буралкены) резко фациально меняется. В темных кремнистых известняках южного крыла сопот Тундукты в 40—50 м выше гипсов собрана и определена следующая фауна: *Productus arcuatus* Hall, *Pr. aff. costatulus* Hall, *Pr. niger* Goss., *Pr. ex gr. niger.*, *Pr. lotzi* Paesck., *Productus* sp., *Chonetes zelteri* Paesck., *Leptaena analoga* Phill., *L. convexa* Well., *L. semisbugensis* (?) Nal., *L. sp.*, *Schuchertella globosa* Tolm., *Sch. lens* White., *Schuchertella* sp., *Spirifer marionensis* Schumard., *Sp. mundulus* Rowley, *Sp. louisianensis* Rowley, *Sp. (Tylothyris) laminosus* McCoy, *Spiriferina subelliptica* McClesney, *Reticularia cooperensis* Swallow, *Reticularia* sp., *Camarotoechia rhomboidea* Phill., *C. panderi* S. M., *Athyris* sp.

Кроме того, в северных грядках тех же сопот были найдены *Syringot-*

hyris близкие к *Syringothyris newarkensis* Well.; по северному крылу Южного Тантая в горизонте крутопадающих серых известняков мощностью около 5 м, лежащих всего лишь в 5 м выше красных глин гипсоносной серии, собраны: *Productus arcuatus* Hall, *Pr. niger* Gos., *Pr. aff. simplicior* Whidb., *Pr. (Waagenoconcha) nummularis* Winch., *Productus (Waagenoconcha) sp.*, *Spirifer aff. platynotus* Well., *Sp. aff. tornacensis* Kon. (большое количество экземпляров), *Sp. grègeri* Well., *Sp. mundulus* Rowley, *Sp. louisianensis* Rowley, *Spirifer sp. n. (?)*, *Spirifer sp.*, *Sp. (Tylothyris) laminosus* McCoy, *Rhipidomella burlingtonensis* Hall, *Rh. thiemei* White, *Rh. missouriensis* Swallow, *Rhipidomella sp.*, *Schizophoria chauteauensis* Well., *Sch. sp. (aff. chauteauensis (?)* Well.), *Sch. poststriatula* Well., *Schizophoria sp.*, *Reticularia cooperensis* Swal., *Reticularia sp.*, *Dielasma chauteaunensis* Well. и многочисленные различные *Athyridae*.

Этот горизонт с фауной очень выдержан, он был нами прослежен в обоих крыльях Южного Тантая, в Северном Тантае, к западу и юго-западу от Кендерлыка, откуда, кроме некоторых уже отмечавшихся форм, определены еще следующие: *Spirifer biplicoides* Well., *Sp. cf. legrandensis (?)* Well., *Spirifer sp.*, *Rhipidomella altaica* Tolm., *Pugnoides aff. karsakpaica* Nal.

Прослеживается он и вблизи оз. Буралкенын, однако здесь фауна бедна видами. Мы уже отмечали, что фациальный состав турнейских отложений здесь резко отличен от описанного выше, что достаточно наглядно видно из следующего разреза (снизу вверх).

С — D1) Гипсы серые, розоватые, зеленоватые, прозрачные, черные. Образуют большие штоки, сливающиеся в единый, сильно изрезанный массив, возвышающийся над оз. Буралкенын не менее, чем на 20 м. Гипсы сильно глинисты, сложно перемяты, что особенно заметно по включенным *in situ*, сингенетичным прослоям черных известняков, сильно пахнущих H_2S . Они либо поставлены на голову, либо образуют разнообразные углы падения различных румбов. Мощность отдельных прослоев известняков достигает 1—1.5 м. Мощность гипсов неизвестна.

2) Глины зеленоватые и вишнево-розоватые, сухие, плотные, частью гипсоносные. Мощность 10—15 м (?).

3) Известняки брекчированные, черные, кавернозные, с запахом H_2S . Иногда это просто брекчия, состоящая из темного известняка с зацементированными в нем светлосерыми угловатыми известняковыми обломками, сравнительно легко выкрашивающимися. Залегаet беспорядочно, отдельными глыбами, часто, например, венчающими гипсовые штоки. Мощность 10—15 м.

4) Черные раздробленные известняки, преимущественно крутопадающие (под \perp 70—90°); углы и направления падений варьируют. Мощность около 20 м.

С₁ 5) Известковистые сланцы и тонкоплитчатые розоватые известняки со *Spirifer aff. tornacensis* Kon., *Leptaena Semisbugensis* Nal., *Leptaena sp.*, *Rhipidomella michelini* L'Veille в большом количестве экземпляров, *Rhipidomella sp.*, *Athyris sp.*, *Caninia sp.*, экземпляр *Rugosa sp.* и др. Мощность 15—20 м.

6) Глины красные и зеленовато-голубоватые. Мощность до 30 м.

7) Известняки желтые, кремнистые. Мощность около 30 м.

8) Известняки-ракушечники, желтовато-серые. Мощность 25—30 м.

- 9) Песчаники серые, розовато-серые, тонкоплитчатые, с прослоями желтых известняков. Мощность 30—40 м. Слои 5—9 падают на ЮЗ 200—210° \perp 40°.
- 10) Глины зеленоватые или голубоватые, с прослоями темнокрасных и тонкими прослоями серо-розовых песчаников.
- 11) Глины темнокрасные, падающие на ЮЗ 210° \perp 35°. Мощность слоев 10—11 около 100—120 м.
- 12) Чередование глин различных оттенков: серых, буровато-красноватых, голубовато-зеленоватых. Вверху содержат гипс; по всей толще расслоены толстослоистыми песчаниками. Глины слоя 12 кверху переходят:
- 13) в глины известковистые, желтого цвета, с редкой фауной. Мощность слоев 12—13 около 50 м.
- 14) Известняки беловато-желтые с обильной разнообразной фауной. Особенно много криноидей и кораллов. Отсюда определены: *Spirifer grimesi* (?) Hall, *Lithostrotion* aff. *caespithosum* Mart., *Caninia* sp. и другие неопределимые кораллы. Мощность 15—20 м.
- 15) Глины серо-зеленые. Мощность 10—15 м.
- 16) Песчаники преимущественно кварцевые, грубозернистые, серовато-белые, косослоистые. Мощность 20 м.
- 17) Глины красноватые и зеленые.
- 18) Песчаники грубозернистые и гравийные, кверху принимающие розоватую окраску.
- 19) Чередование глин и песчаников, таких же, как в слоях 16, 18, причем песчаники преобладают. Падение на ЮЗ 190° \perp 30°. Мощность слоев 17—19 около 75—100 м.
- 20) Известняки желтые и розоватые, кремнеземные, с фауной мшанок, брахиопод и др. Падение на Ю и ЮВ 170° \perp 10—15°. Видимая мощность 15—20 м. Отсюда определены: *Productus burlingtonensis* Hall, *Pr.* cf. *viminalis* White, *Spirifer grimesi* Hall, *Sp. plenus* Hall, *Sp. baiani* Hall, *Spirifer* sp. (aff. *tornacensis* (?) Kohn.), *Athyris lamellosa* L'E v. Мшанки остались необработанными. Общая мощность пород разреза около 550—600 м.

Из этого описания видно, что известняки, господствующие на севере, здесь занимают подчиненное положение и вверху и внизу разреза вытесняются грубообломочными песчаниками и красными пестроцветными глинами.

Интересно отметить наличие в этом разрезе визейских кораллов *Lithostrotion* aff. *caespithosum* Mart., встреченных в низах отложений, охарактеризованных верхнетурнейской фауной. Для Казахстана на такое «несоответствие» брахиоподовой и коралловой фаун впервые было указано С. М. Андроновым и Н. С. Ильиной при изучении карбона среднего течения р. Ишима. Они писали, что, «повидимому, род *Lithostrotion* нельзя считать характерным только для визе, ввиду того, что здесь он встречен в явно турнейских отложениях» (1939, стр. 212).

Анализируя общий состав фауны турнейских отложений Бедпакдала, которая в целом имеет северо-американский облик, мы должны отметить, что в низах нижнего турне наблюдается некоторое смешение форм из различных горизонтов. Особенно это заметно на примере Ю. Тантая, где формы переходных слоев от девона к карбону (*Productus* ex gr. *niger*, *Waagenoconcha nummularis*, *Tylothyris laminosus*) залегают совместно с численно преобладающими формами из слоев Kinderhook Сев. Америки, с формами, типичными для кассинских слоев Казахстана, и даже с не-

которыми формами из низов слоев *Burlington* (*Spirifer mundulus*, *Rhipidomella burlingtonensis*). Объяснение этому явлению, помимо обычного для переходных слоев смешения форм выше- и нижележащих горизонтов, повидимому, надо искать в более широком вертикальном распространении некоторых из названных форм, а также в возможно ином стратиграфическом положении фаун в нашем и других районах Центрального Казахстана, по сравнению с положением тождественных фаун в более удаленных районах, откуда они впервые описаны. Надо сказать, что такой вывод нами делается не первыми (Андронов, 1937, 1938; Андронов и Ильина, 1939; Болховитинова и Золкина, 1938; Наливкин, 1937). При стратиграфических параллелизациях повидимому обязательно нужно вводить корректив на время миграции фаун из центра расселения в другие области.

Турнейские отложения, кроме описанных, слагают еще возвышенность Кокши-гау (в 100 км к западу-юго-западу от Тес-булака), где они представлены сильно окремнелыми желтыми известняками с фауной русаковских слоев, переполненных мшанками, и одинокий, возвышающийся среди мезозоя, холм к юго-западу от Кендерлыка. В последнем пункте найдены: *Productus* sp., *Leptaena* cf. *analoga* Phill., *Athyris* sp.

Граница между нижним и верхним комплексами турне (правильнее, пожалуй, говорить между кассинскими и русаковскими слоями) четко не отбивается, но она проходит ниже среднего горизонта с кораллами. Общая мощность турне около Тес-булака 800—1000 м; на юге она несколько увеличивается и достигает в районе сопок Казыкты примерно 1.5 км.

Визейские отложения

Постепенно и согласно турнейские отложения переходят в визейские. Последние состоят из известняков, песчаников, кремнисто-глинистых сланцев, аргиллитов, глин и других пород, многократно чередующихся друг с другом. Однако, если в турнейских отложениях преобладают песчаники, то здесь большая часть (особенно внизу) приходится на долю известняков.

Цвет визейских пород также отличен от цвета турнейских; в первых преобладают серые и зеленовато-серые тона. Во всей толще визе по напластованию и трещиноватости прослеживаются кальцитовые жилы мощностью до 0.5 м.

Близ основания толщи выделяются рыхлые, мажущие песчаные известняки и глинисто-мергелистые прослои розовато- и желтовато-белого цвета.

В верхней части разреза могут служить маркирующим горизонтом кремневые жирные глины с фауной *Productus* sp. Правда, они обычно плохо обнажены.

В перечисленных породах петрографически намечаются следующие различия. Среди карбонатных пород: органогенные, микрозернистые, песчаные и сгустковые известняки; среди кластических: аркозовые и полимиктовые песчаники, кремнисто-глинистые и глинистые песчаники.

Известняки первой группы сложены микро- и мелкозернистым кальцитом с остатками иглокожих, мшанок, члеников криноидей и другими обломками раковин организмов, иногда и с микрофауной; окрашены они обычно железистыми соединениями в бурый цвет. Известняки второй группы состоят почти нацело из микрозернистой кальцитовой массы. В песчаных известняках среди микрозернистой кальцитовой массы

рассеяны многочисленные угловатые зернышки кварца, плагиоклаза и листочки мусковита. Порода нередко загрязнена солями железистых соединений.

Сугликовые известняки и аркозовые и полимиктовые песчаники сходны с соответственными породами турне. В кремнисто-глинистых сланцах под микроскопом видна полосчатая структура; полосы сложены кварцем, халцедоном, глинистой и кальцитовою массой, чередующимися между собой. При скрещенных николях порода темная, слабо поляризующая, в проходящем свете желтоватая.

Глинистые песчаники состоят из очень мелких угловатых зерен кварца, включенных в глинистый цемент. Структура равнозернистая.

Фауна в визейских отложениях распределена неравномерно. Низы ею охарактеризованы плохо; встречающиеся здесь виды брахиопод однообразны, представлены мелкими экземплярами и трудно определяемы. Наряду с ними, почти в основании визе, в мергелистых плитняках и песчаниках присутствуют пелециподы *Anthracomya* sp. (более мелкие, чем в турне).

В середине толщи визе имеется несколько прослоев песчаников с флорой; в некоторых из них одновременно с флорой имеется в изобилии мелкая неопределенная, угнетенного вида, фауна. Наоборот, в верхней части визе фауна изобилует. Отсюда, главным образом из района Тес-булака (и только частью из других), определены: *Gigantella latissima* Sow., var. *typica* Sar., *Productus crawfordsvillensis* Well., *Pr. (Dichthyoclostus) mesialis* Hall, *Pr. (Pustula) aff. subelegans* Thom., *Pr. ex gr. deruptus* Rom., *Pr. deruptus* Rom. var. nov., *Pr. triquetrus* M. W., *Pr. (Marginifera) viseeniana* Cha o, *Productus probus* Rotai, *Pr. (Sinuatella) sinuata* Kon., *Pr. aff. lobatus* M. W., *Pr. minutus* Muir—Wood, *Echinoconchus punctatus* Mart., *Echinoconchus* sp., *Chonetes pseudovariolata* Nik. var. *jenia* Rot., *Ch. ischimica* Nal., *Spirifer mortonanus* Mill., *Sp. mortonanus* Mill. var. *kasakhstanica* Bolch., *Sp. mortonanus* Mill. var. *acutisellata* Bolch., *Sp. logani* Hall, *Spirifer* близкие к *Sp. keokuk* Hall, *Sp. triangularis* Mart., *Reticularia lineata* Mart., *Reticularia* sp., *Dielasma* cf. *fusifforme* Vern., *Athyris (Composita) trinuclea* Hall и другие многочисленные (неопределенные до вида) *Athyridae* и кораллы: *Arachnolasma* cf. *irregulare* Yü, *Rylstonia* aff. *benecompecta* Hudson et Platt, *Clisaxophyllum yengtzeense* (Ioh), *Cl. anastomosum* Yü, *Clisaxophyllum* sp. № 1 и № 2, *Caninophyllum* sp. (может быть sp. nov.), *Dibunophyllum* s. n., *Dibunophyllum* sp., *Bothrophyllum* sp., *Lithostrotion* sp., *Cyatophyllum* sp.

Вся приведенная фауна встречается в нескольких прослоях известняков, сравнительно незначительных по мощности, разделенных песчаниками. Общая мощность этой пачки около 100 м, т. е. примерно $\frac{1}{8}$ — $\frac{1}{10}$ часть мощности всего разреза визе.

Наиболее низкими по положению формами являются *Productus crawfordsvillensis*, *Pr. mesialis*, большинство кораллов. Характерно также то, что *Spirifer*, близкие к *Spirifer keokuk* и к *Sp. triangularis*, среди которых имеются формы, близкие к *Sp. ex gr. bisulcatus* (со слабо расходящимися зубными пластинами), залегают вместе с данными формами и ниже слоев с *Gigantella latissima* Sow.—примерно на 70 м.

Общий состав фауны показывает, что она отвечает в своем большинстве яговкинским слоям схемы Д. В. Наливкина. Типичных представителей ишимских слоев (за исключением *Productus deruptus*, представленных у нас вариантами) здесь нет; на долю их, очевидно, падают низы визе

с плохо охарактеризованной фауной. По схеме деления карбона, принятой в Западной Европе, наша фауна отвечает повидимому всей семинуловой и дибунуфилловой зонам.

Нижнюю границу визейских отложений мы проводим по появлению первых *Pr. burlingtonensis*. Верхняя граница проводится условно по полному исчезновению фауны в известково-песчаниковом комплексе визе и по смене последнего почти сплошь серыми и зеленовато-серыми песчаниками джезказганской свиты.

Визейские отложения тянутся непрерывной полосой, в общем северо-восточного простирания, во всей северной половине района. Кроме того, в виде небольшого островка они выведены на поверхность в северо-западном углу карты. Состав их на всей этой площади почти не меняется. Только у колодцев Когашик, в 60—65 км к северо-западу от Тес-булака в них появляется большое количество глин. Фауна здесь очень обильная и того же типа, что и на Тес-булаке.

Общая мощность пород визе по исследованному району 800—1100 м.

Д ж е з к а з г а н с к а я с в и т а

Совершенно согласно, — и с постепенным литологическим переходом, — на визейский комплекс ложатся породы джезказганской свиты.

Сложена она преимущественно вишнево-красными полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и уплотненными глинами и глинистыми сланцами, а внизу включает маломощные прослойки песчаных и обломочных известняков.

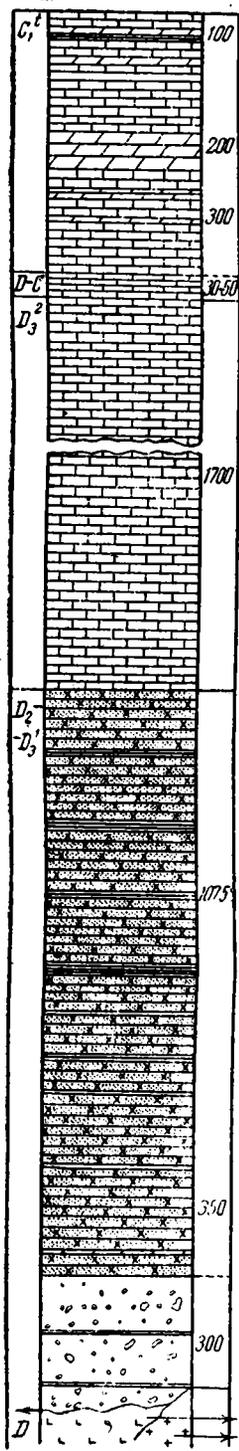
Аркозовые песчаники состоят из зерен кварца и преобладающего плагиоклаза, неправильной угловатой формы, размером от 0.05 до 0.3 мм. Изредка встречаются циркон, гематит и др. Цементом обычно служат кальцит, кварц и железистые соединения. Структура равнотерная.

В полимиктовых песчаниках, кроме кварца и плагиоклаза, нередко серицитизированного, присутствуют биотит, мусковит, а в некоторых разностях много кристалликов магнетита (во многих случаях лимонитизированного) и пирита. Связующим веществом является перетертый материал самих зерен (серицит, кварц, кальцит), но иногда цемент вовсе отсутствует; в последнем случае зерна очень плотно прилегают друг к другу.

В песчаных известняках обломочная часть состоит из мелких зерен кварца и полевого шпата. В обломочных известняках в мелкозернистую кальцитовую массу включены отдельные крупные обломки кальцита с полисинтетическими двойниками.

Постоянными членами этой толщи являются два горизонта конгломератов, каждый в свою очередь состоящий из нескольких прослоев. Галька конгломератов хорошо окатана, с поверхности окрашена в красноватый цвет глинистыми налетами. Состав галек конгломератов довольно однообразен (преобладают гальки эффузивов и песчаников), чем конгломераты резко отличаются от девонских. Исследование под микроскопом отдельных галек показало, что они отвечают сиенит-порфиру (состоят из микроклина, андезина, кварца, кальцита, присутствующих в виде вкрапленников среди мелкозернистой массы того же состава).

Эти конгломераты повидимому идентичны так называемым «раймундовским» Джезказганского района. В связи с этим необходимо подчеркнуть постоянство, даже в отдельных горизонтах, литологического состава джезказганской свиты на громадных пространствах (от Улутау до южных частей Голодной степи (фиг. 8—6, 9—6).



Известняки кремнистые и кремнисто-глинистые-известковые породы с *Pr. dergubius* Hall и др.

Кремнистые органы и орг-обл изв-ки с *Pr. burlingtonensis* и др.

Известняки доломитизированные известняки, с кремнистыми прослоями и конкрециями, с кораллами и брахиоподами Известняки розовато-серые с трилобитами *Rhacops bergicus*

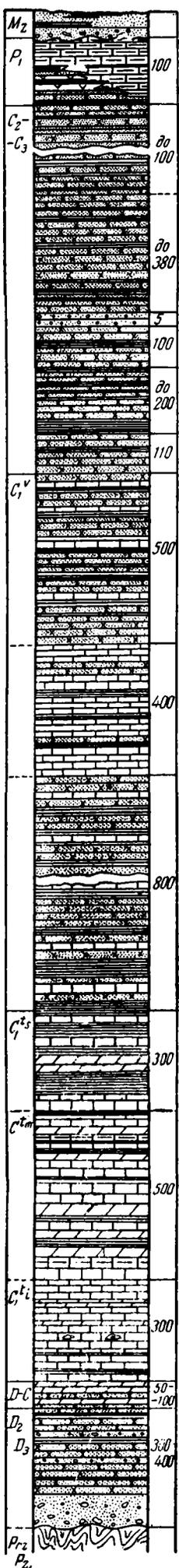
Известняки серые и темносерые, частью доломитизированные с фауной: в верхней части со *Sp. subcylifer* Hall, в нижней со *Sp. calcaratus* Sow (калькаратусовые и сульфидеровые слои)

Фиолетовые песчаники с прослоями аргиллитов красных и фиолетовых (Вжилондинская свита)

Тамбы-тургайская и ибигейская толщи-песчаники зеленовато-серые с редкими прослоями сланцев и аргиллитов

Конгломераты с прослоями красновато-серых песчано-глинистых сланцев

Кварцевые порфиры Граниты каледонские



Серые, белые, розовые глины, глинистые пески, в основании с конгломератами Серые глины, песчаники, доломит мергели, прослои гипсов-на западе сменяющимися к востоку мергелями с *Antegocoidae*

Преимущественно красные песчаные глины с железной слюдой, песчаники, аргиллиты

Красные и вишнево-красные глины и аргиллиты

Конгломерат вишнево-красные песчаники, аргиллиты Горизонт кремней

Вишнево-красные аргиллиты и песчаники

Зеленые полимиктовые песчаники с *Calamites*

Песчаники зеленовато-серые и красные, песчаные глины, глинистые сланцы и прослои известняков с фауной *Sp. rufus mortonanus* Mill, *Pr. ex. gr. semireticulatus* и др.

Известняки серые, редкие прослои песчаников, глин и глинистых сланцев Фауна *Glyptella rectestria* Grah, *Glypt. caelburgensis* Phil. и др.

Песчаники, зеленовато-серые аргиллиты с подчиненными прослоями известняков с фауной

Известняки кремнистые, мергели, сланцы, глины и целюлитовые сланцы с *Rosclonia*, *Pr. dergubius* и др.

Кремнистые известняки, сланцы и др.

Кремнистые породы, мергели и глины с фауной *Pr. burlingtonensis* Hall, *Sp. forbesi* Hall и др.

Известняки частью доломитизированные и битуминозные с прослоями и конкрециями кремнистых пород

Архазовые песчаники и кремнистые известняки с фауной слод этрен.

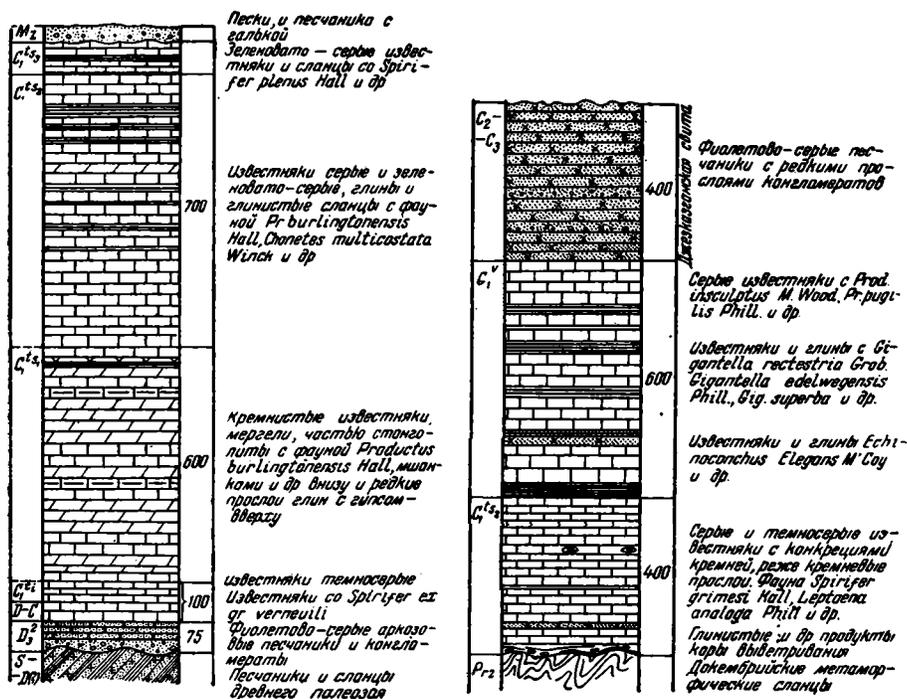
Красноцветная толща-конгломераты, архазовые песчаники, глинистые сланцы

Докембрийские и нижне палеозойские образования

Фиг. 8—а. Сводный стратиграфический разрез Улутавского района Центрального Казахстана. По В. Н. Крестовникову.

Фиг. 8—б. Сводный стратиграфический разрез Дзержкаганского района Центрального Казахстана. По К. И. Сатпаеву, В. Н. Крестовникову, Д. Г. Сапожникову и В. Ф. Беспалову.

Горизонты конгломератов залегают ближе к основанию вишневых песчаников и разделены друг от друга примерно 500-метровой толщей песчаников того же состава, причем нижний из них находится в 300—400 м от подошвы свиты. Мощность верхнего горизонта 50—60 м, нижнего — 20—30 м.



Фиг. 9—а. Сводный стратиграфический разрез Белеутинского района Центрального Казахстана. Западный разрез. По В. Н. Крестовникову.

Фиг. 9—б. Сводный стратиграфический разрез Белеутинского района Центрального Казахстана. Восточный разрез. По В. Н. Крестовникову.

В разрезе Тес-булака намечается разделение джезказганской свиты на две части: на зеленоцветную внизу и вишнево-красную — вверх. По мощности первая значительно уступает второй. В составе зеленоцветной части свиты принимают участие зеленые песчаники, глины, глинистые сланцы, а в самом низу появляются прослой известняков и пиритовых песчаников.

Вообще джезказганской свите присущи следующие черты: выдержанная окраска, с преобладанием темного вишнево-красного цвета, и тонкоплитчатая отдельность, чем они отличаются от вишнево-серых и красноцветных песчаников девона (фиг. 10). На Когашике цвет джезказганской свиты становится более коричневатым с появлением типичных разностей так называемых «тигровых» песчаников (Сатпаев, 1935). Здесь, кроме того, в некоторых прослоях наблюдались витиеватые светлоокрашенные полоски, напоминающие ходы каких-то ползающих животных (возможно червей), выполненные минеральным веществом.

Мощность джезказганской свиты у Кемпир-такыра 1,7 км; в районе Тес-булака она превышает 2,5 км.

Возрастные рамки джезказганской свиты в настоящее время точно не установлены. В нижней части она должна считаться, повидимому, еще принадлежащей визе, как это недавно показал на основании исследования микрофауны Д. Г. Сапожников (1938), а в Карсакапайском районе, на основании анализа фауны подстилающих слоев и их постепенного перехода в джезказганскую свиту,— М. А. Болховитинова с А. И. Золкиной (1938). Верхняя граница вероятнее всего отвечает границе между карбоном и пермью, хотя это мнение разделяют далеко не все исследователи.

Нижняя пермь. Около Кемпир-такыра на обломочные породы джезказганской свиты согласно ложатся серые известняки до 30 м мощностью,



Фиг. 10. Плитчатые песчаники джезказганской свиты у Кемпир-такыра.
Фото авторов.

сменяющиеся выше очень плотными, стально-серыми, микрозернистыми известняками, с опоковидным изломом, прикрытыми горизонтально лежащими глинисто-песчаными породами мезозоя.

Опоковидные и микрозернистые известняки петрографически очень близки к пермским известнякам низовьев р. Кара-кингир и р. Сары-су, близ впадения в нее первой.

Первоначально сарысуйские и каракингирские известняки были приняты за нижнетретичные (Беспалов, 1936), но более поздние исследования (Зайцев и Петрушевский, 1940) показали, что на них налегают мезозойские породы, а кроме того, по определениям Б. И. Чернышева (Беспалов, 1938), в них оказались нижнепермские *Antracosidae*; в районе оз. Тениз Смирновым в нижней части толщи с пелециподами была найдена флора пермского типа. Таким образом, нижнепермский возраст каракингирских известняков и мергелей был доказан. Проводя аналогию между ними и описанными известняками Кемпир-такыра, мы должны признать за последними также нижнепермский возраст, тем более, что их положение выше джезказганской свиты делает это предположение

вполне возможным. Следует указать также, что в Джекказганском районе в кровле джекказганской свиты известны маломощные известняки (Крестовников и Литвинович, 1940), с которыми описанные нами могут быть сопоставлены. Поэтому, даже и при нижнепермском возрасте известняков Кемпир-такыра, будет вполне правильным считать их самой верхней частью джекказганской свиты.

Мезозойские отложения

Мезозойские отложения играют значительную роль только в южной части района. По составу и условиям залегания в них можно выделить следующие комплексы.

Первый комплекс сложен дислоцированными толщами вишневых и белесо-серых глин, легких, с опоковидным изломом, пронизанных тонкими белыми каолиноподобными прожилками. Такие глины были встречены в районе колодцев Когашик и вблизи них (за пределами района), а также в северо-западном углу планшета. Они залегают всюду на джекказганской свите, причем в последнем пункте их простираения отличаются от простираения пород джекказганской свиты на 15° ; вблизи колодцев Когашик контакты описываемых пород с джекказганской свитой неясны, а у самих колодцев Когашик наблюдается резко выраженное угловое несогласие между обеими свитами. Этот комплекс отложений повидимому является наиболее древним среди пород мезозоя; во-всяком случае они древнее широко распространенных не только в Бедпак-дала, но и вообще в Казахстане, хорошо окатанных галечников мелового возраста, потому что последние ложатся на опоковидные глины несогласно.

Ко второму комплексу нами относятся слабо дислоцированные породы, лежащие во впадинах палеозойского рельефа. Они представлены в одних случаях конгломератами, галечниками, гравийными песчаниками, кварцитами, железистыми песчаниками, толщей разноцветных гипсоносных и негипсоносных глин и гипсов; гипсы среди них, например на Тес-булаке¹ (по южной окраине шора), достигают мощности нескольких десятков метров. В других случаях преобладающими являются глины, пески и песчаники (впадина Арысь, фиг. 11).

Разрез мезозоя, составленный по канавам и обнажениям южной окраины Тес-булака, представляется в следующем виде (снизу вверх):

- 1) Мелкий кварцевый гравий и галечник белого и розового цвета. Мощность 3—5 (?) м.
- 2) Песок желтый, железистый. Видимая мощность около 1 м.
- 3) Желто-бурая железистая глина, местами сильно песчаная. Мощность около 1 м.
- 4) Прослой железисто-известковистых песчаников, переходящий в ожелезненные гипсированные известняки. Мощность от 0 до 0.20 м.
- 5) Глинисто-песчаная желтая порода с гипсом. Мощность 0.40 м.
- 6) Песчаная глина розоватого цвета с гипсом. Мощность 0.10 м.
- 7) Глинистый голубовато-серый гипс. Мощность от 0 до 0.10 м.
- 8) Коричневато-бурые глины с линзами гипса. Мощность 0.7—1 м. Слои 2—8 падают на север под углом 20° .

¹ На Тес-булаке имеются гипсы, по возрасту относящиеся к переходным от девона к карбону слоям, и мезозойские. Первые развиты к востоку от шоровой котловины, вторые по южной ее окраине.

9) Гипс серый, плотного сложения; выше переходит то в розовато-красноватый гипс, то снова в серый глинисто-известковистый. В самом верху идет гипсовый песок, сильно глинистый, с отдельными прослоями красной глины. Мощность 40—50 м.

Севернее Тес-булака в обнажениях видно (снизу вверх):

- 1) Конгломерат с галькой, типичной для мезозоя.
- 2) Гравийные белые песчаники и почти сливные кварциты белого, сероватого и розоватого тонов.
- 3) Железистые песчаники бурые и темнобурые.
- 4) Красные глины.

Мощность в этом разрезе измерить нельзя по состоянию обнаженности. Породы падают на запад и юго-запад под углом 10—15°. Д. И. Яковлев (1941) также отмечает дислоцированность мезозойских отложений у Тес-булака.



Фиг. 11. Меловые отложения впадины Арысь. Фото авторов.

К мезозою принадлежат и гипсы Бес-бакр, описанные А. А. Козыревым (1911), а также в ряде обнаруженных нами мест южнее Тес-булака.

Наконец, в третий комплекс мезозойских отложений мы включаем красные глины с подчиненными им галечниками, широко распространенные в южной части района, и серые песчаники, обнажающиеся у Кемпир-такыра.

Среди аналогичных глин и галечников Д. И. Яковлев в Бедпак-дала находил кости меловых динозавров и окаменелую древесину, характерную для меловых континентальных толщ Казахстана (Зайцев и Петрушевский, 1940; Петрушевский, 1942; Яковлев, 1941). Поэтому возраст этого комплекса определяется как меловой. Одновозрастны с ним повидимому породы второго комплекса.

Мощность меловых отложений на Тес-булаке более 50 м, во впадине Арысь не менее 30—40 м. Мощность гравийных песчаников к западу от Тундукты около 20 м, а видимая мощность меловых красных глин и галечников южной части района в отдельных обнажениях не превышает 30—35 м.

Четвертичные отложения

Четвертичные породы на плато и других возвышенных участках современного рельефа Бедпак-дала, как правило, не достигают большой мощности. Обычно среди сплошь задернованной поверхности проступают отдельные гребешки дислоцированных коренных пород палеозоя, или видны их высыпки, указывающие на неглубокое положение последних, или же выходит элювий пород мезозоя. Только в редких случаях, уже ближе к долине р. Чу, появляются всхолмления навешных, совершенно заросших песчаных массивов, образовавшихся, возможно, за счет раздувания более древних пород.

Наоборот, во впадинах современного рельефа, которые часто накладываются на впадины более древние, четвертичные породы увеличиваются в мощности.

Они представлены, главным образом, различного рода соленосными суглинками и супесями желто-бурого и красно-бурого цвета, причем среди солей, накапливающихся во впадинах, имеется не только поваренная соль (фиг. 12), всегда преобладающая, но местами и гипс.

В котловине Тес-булак шурфом были пройдены на глубину 1.5 м коричневатые суглинки, нацело пронизанные выделившимися кристалликами соли. В размытом замке структуры Тас-мола-адыр канавами глубиной более 2 м вскрыты пылевидные гипсоносные суглинки палевого цвета. Многие другие пониженные участки в районе зачастую превращены в шоры с рыхлыми соленосными образованиями.

В области развития интрузивных пород в различного рода понижениях накапливается соответствующая дресва. Иногда в ней образуются слабые водоносные горизонты. Широко распространен дресвяный элювий на гранодиоритах у родников Кендерлык.

Четвертичные отложения долины р. Чу нами изучены недостаточно. В береговых обрывах нижнего течения Чу обнажаются тонкие, илистые, темноватого цвета наносы. Песчаные отложения выходят значительно реже. Те и другие слагают пойменную террасу реки высотой 3—5 м, над которой местами прослеживается следующая II терраса, сформированная по красным меловым глинам. Высота второй террасы над первой до 10 м.

Отложения поймы р. Чу на отрезке Буралкены — Тантай во многих местах засолены. Котловины превращены в сплошные пухлые солончаки, которых особенно много вблизи коренного берега. Последнее обстоятельство указывает на наклон поймы от прирусловой части в эту сторону. В прирусловой части среди пойменных отложений Д. И. Яковлевым кое-где отмечаются торфяники.

На геологической карте четвертичные отложения показаны нами только в немногих местах, в действительности их распространение значительно шире; однако ввиду их малой мощности они с карты сняты.

Некоторые выводы, вытекающие из рассмотрения осадочных толщ района

В приведенном стратиграфическом обзоре прежде всего обращает на себя внимание непрерывность и полнота разреза и значительные мощности средне- и верхнепалеозойских отложений в Бедпак-дала. Для девона и джезказганской свиты они значительно превышают мощности соответственных отложений Джезказганского района, с которыми фациально очень сходны.

Действительно, в рассматриваемом районе девонские отложения имеют

мощность до 2.5 км, тогда как в Джезказганском, по данным К. И. Сатпаева, Д. Г. Сапожникова и В. Н. Крестовникова, мощность их всего лишь около 400 м. Зато они приближаются по мощностям к отложениям Улутавского района, где, по В. Н. Крестовникову, мощность разреза девона около 2.5 км. Турне-визейский комплекс имеет мощности, близкие к джезказганулатавским, а джезказганская свита в Бедпак-дала по мощности (более 2.5 км) в четыре раза превышает соответствующие отложения в Джезказган-Улутавском районе (650 м).

Общая мощность средне-верхнепалеозойского разреза Бедпак-дала, составляющая более 7 км, при отсутствии внутри него следов резких размывов, указывает на длительную общую тенденцию области к прогибанию.

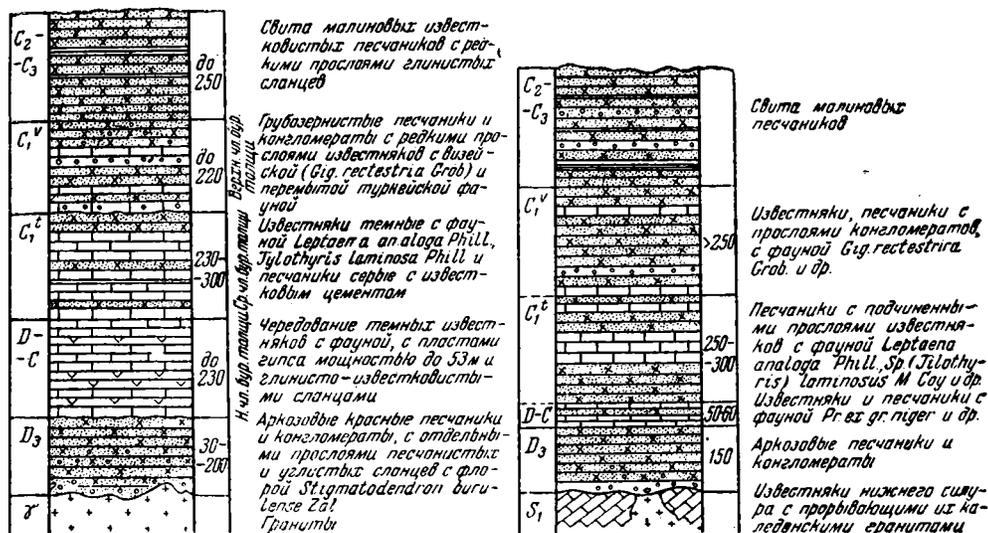


Фиг. 12. Новообразования поваренной соли у соляных родников Тес-булак. Фото авторов.

В литологическом отношении наблюдается большое сходство нашего разреза также и с разрезом Малого Каратау (Вебер, 1925, 1935; Николаев, 1929, см. фиг. 13). Здесь выше аркозово-конгломератовой толщи D_3 залегает известняково-гипсоносная толща, по возрасту повидимому относящаяся к слоям, переходным от девона к карбону. Над ними залегают известняковые и кластические образования турне и визе (средний и верхний члены бурульской толщи В. Н. Вебера) и заканчивается разрез свитой конгломератов и малиновых песчаников, вполне сопоставимых с джезказганской свитой нашего района.

В фаунистическом же отношении, если эти два района и обнаруживают некоторое сходство, то все же фауна М. Каратау имеет большую связь с среднеазиатскими районами, чем наша. Вообще приведенная фаунистическая характеристика осадков нижнего карбона указывает на тесную связь для турнейского времени фауны нашего района с североамериканской, а для визейского — с западноевропейской.

Девонские красноцветные отложения в Бедлак-дала всюду залегают с угловым несогласием и разрывом на подстилающих породах докембрия, а в смежных районах — и на породах нижнего палеозоя, переходя с одних горизонтов на другие.



Фиг. 13—а. Сводный стратиграфический разрез района гор Улькун-бурул в Малом Каратау. По В. Н. Веберу и В. В. Щербина.

Фиг. 13—б. Сводный стратиграфический разрез района рудника Сулеймансай и р. Коктал. По В. Н. Веберу.

Рельеф ложа, на котором происходило накопление девонских отложений, был весьма сложный и представлял собою чередование впадин, служивших областями аккумуляции, с многочисленными поднятиями, образовавшими места как бы архипелага островов и представлявшими области денудации. Материал, слагающий красноцветную толщу среднего и верхнего девона, преимущественно грубый, нередко неокатанный, плохо сортированный, приближающийся по составу к подстилающим породам. Все это с несомненностью указывает на отсутствие длительной транспортировки продуктов разрушения и на отложение их вблизи источников сноса. Последними для рассматриваемого района явились массивы гранитов и гранодиоритов, докембрийских и нижнепалеозойских пород, расположенные непосредственно к востоку.

Осадки этого времени несут на себе все черты континентальных условий образования, причем на суше во время их седиментации повидимому обладали процессы механического выветривания. Об этом свидетельствует и грубость самого материала, нередко совершенно неокатанного, хорошая сохранность во многих случаях полевых шпатов и, наконец, отсутствие про-

дуктов химического выветривания. Накопление этого материала происходило по всей вероятности в засушливой зоне континента, на что указывает сплошь красноцветный характер образований.

Красноцветные континентальные осадки девона в переходное от девона к карбону время сменяются лагуно-морскими осадками (гипсоносная серия), достигающими на юге значительной мощности. Связь этих образований с началом трансгрессии девонско-каменноугольного времени совершенно очевидна (Зайцев, 1946), так как они налегают на континентальные толщи девона и переходят постепенно в морские вышележащие толщи карбона. В горах Бурул (М. Каратау) гипсоносная толща того же времени содержит известняки с морской фауной.

Отложения нижнего карбона, исключая может быть самые верхи разреза (конец визейского времени), представляют образования преимущественно открытого моря. Среди них преобладают, главным образом, известковые породы, наибольшего развития достигающие в начале визе. В кассинских и особенно в русаковских слоях турне довольно много кремнистых осадков. Обилие кремнистых выделений в осадках нижнего карбона видимо стоит в связи с интенсивными проявлениями подводных эффузивных излияний, имевших место во многих районах к востоку от описанного и повышавших общее содержание кремнекислоты и в других частях морского бассейна.

Мощности нижнекаменноугольных пород значительные. Однако несмотря на значительные мощности и выдержанность литологического состава, они все же несут все черты сравнительно мелководных образований. На это указывает и разнообразие фауны — брахиоподы, кораллы, мшанки, лилии, водоросли, фораминиферы и др. — среди которой многие группы являются жителями исключительно мелководной среды, и ее общий характер — расцвет кораллов, брахиопод с пассивной раковинной и т. п., и появление в разрезе отложений с растительными остатками, и, наконец, обилие органических известняков.

К концу нижнего карбона начинается регрессия моря, приводящая постепенно к сокращению границ бассейна и изменяющая биомические и седиментационные условия в верхневизейское время. Дальнейшее развитие геократических движений приводит уже в среднем карбоне к образованию, хотя и обширного, но замкнутого бассейна, в котором происходит накопление красноцветных образований джезказганской серии. К концу нижней перми этот бассейн повидимому нацело осушился.

2. Изверженные породы

В восточных частях района значительные площади заняты интрузивными породами, а на севере, у Токум-тыккана, и на юге, к юго-востоку от Кендерлыка, появляются и эффузивные породы. Среди первых развиты граниты, гранодиориты и диориты, а среди эффузивов — порфиры и порфириты.

Г р а н и т ы

К востоку и северо-востоку от Тес-булака преимущественно развиты граниты. По внешнему виду граниты однообразны, чего нельзя сказать об их составе. Это чаще всего светлые, иногда розовые породы со среднезернистой структурой. В них на-глаз хорошо различимы зерна кварца серовато-белого цвета, полевых шпатов то бледнозеленоватого, то розового цвета, благодаря которым и вся порода имеет ту или иную

окраску, затем много светлых, блестящих чешуек мусковита, уступающего в некоторых разностях свое место роговой обманке и биотиту, причем гранит в последнем случае становится более темным. В зависимости от содержания того или иного компонента мы подразделяем граниты на мусковитовые и роговообманково-биотитовые. Иногда встречается смешанный мусковито-биотитовый тип, но широким распространением он не пользуется.

Мусковитовые граниты, как показало их микроскопическое изучение, состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, мусковита. Из вторичных компонентов присутствует серицит, развивающийся по плагиоклазу и ортоклазу. Акцессорных минералов нет. Господствующая роль из всех перечисленных кристаллов падает на долю кварца и ортоклаза. Плагиоклаз находится в подчиненном количестве.

Кристаллизация в мусковитовых гранитах происходила в следующем порядке: сначала выделился плагиоклаз, затем ортоклаз и, наконец, кварц. Последним образовался серицит. Структура их равнотельная.

Биотитово-роговообманковые граниты отличаются от мусковитовых присутствием в их составе биотита, роговой обманки и отсутствием мусковита.

Среди гранитов очень много кварцевых жил, но оруденения нами отмечено не было. Иногда в кварце заметны кристаллы турмалина и примазки черного марганцовистого (?) минерала. Изредка попадаются светлые аплиты, состоящие из кварца и ортоклаза.

Из сказанного вытекает, что на небольшом осмотренном нами участке гранитная интрузия повидимому не сопровождалась обилием жильных фаз и оруденением. Однако это совершенно не исключает возможность наличия того и другого в интрузиях более восточных частей Бедпак-дала.

Гранодиориты

Гранодиориты выходят близ Кендерлыка (фиг. 14). Среди них широко распространены роговообманковые порфиоровидные разности. По внешнему виду они представляют темносерые породы с вкрапленниками бледнорозовых полевых шпатов величиной от 0.5 до 3 см. Основная масса среднезернистая. В ней различимы светлые зерна полевых шпатов, кварца и темнозеленые кристаллы роговой обманки, часто переполняющей породу. Наряду с роговой обманкой встречается и биотит. Под микроскопом видно, что гранодиориты состоят из плагиоклаза (олигоклаза и андезина), микроклина (ортоклаза), кварца, роговой обманки, биотита, пироксена. В качестве вторичных компонентов присутствуют серицит, кальцит, хлорит, а из акцессорных — эпидот, магнетит, гранат, титанит. Микроклин (ортоклаз) и плагиоклаз находятся почти в равных количествах.

Гранодиориты пересечены множеством жильных пород, среди которых преобладают светлорозовые микрозернистые аплиты и розовые жильные гранодиориты. Близость их состава к гранодиоритам, а также залегание только среди последних указывает на тесную связь жильных пород с гранодиоритами. Простирание жил различное — северо-западное, северо-восточное, меридиональное.

В то время как с гранодиоритами совпадают пониженные формы рельефа, жильным разностям отвечают возвышенные участки (они слагают вершины сопки). Это объясняется большей, чем у гранодиоритов, устойчивостью жильных пород к агентам выветривания.

Многочисленные трещины, секущие гранодиориты, нами подробно не изучались. Можно лишь отметить, что близ Кендерлыка гранодиориты нарушены крупным разрывом северо-восточного простирания, вдоль которого развился глубокий сай (овраг), вскрывающий в нижнем течении девонские породы. Здесь непосредственно наблюдается контакт девона с гранодиоритами. Контакт нормальный; никаких признаков катаклаза как в гранодиоритах, так и в песчаниках девона нет, состав же последних с приближением к интрузии все больше и больше обогащается полевыми шпатами и кварцем, вследствие чего песчаники становятся похожими на гранодиориты; в конгломератах девона в большом количестве содер-



Фиг. 44. Гранодиориты у р. Кендерлык. Фото авторов.

жатся, как отмечалось, выше, галька и куски гранодиорита и гранита.

Активного контакта между интрузивными породами и девонскими отложениями нигде не наблюдалось; гранодиориты и граниты содержат лишь в большом количестве крупные и мелкие ксенолиты докембрийских, сильно метаморфизованных пород, превращенных в кристаллические сланцы. Все это позволяет с достоверностью считать, во-первых, что граниты и гранодиориты являются более древними, чем описанные красноцветные отложения верхнего и среднего девона, и, во-вторых, что они залегают здесь не в виде тектонического покрова, как предполагал Д. И. Яковлев, а в виде большого автохтонного массива.

Граниты и гранодиориты тесно связаны между собою и в поле их разграничить нам не удалось, почему на карте они не подразделены. Неясны и их возрастные соотношения. Мы уже отмечали, что как те, так и другие входят в состав галек девонских отложений, налегающих на них несоглас-

но; граниты и гранодиориты рвут только породы докембрия. Следовательно, вполне определенно устанавливается, что возраст этой интрузии является каледонским, так как по составу и условиям залегания описанные интрузивы близки к широко распространенным в горах Бедпак-тау и Бурун-тау интрузивам каледонского, по Д. И. Яковлеву, возраста, которые прорывают там породы силура. Д. И. Яковлев, так же как и Н. С. Шатский (1938), отмечают повышение кислотности интрузий Центрального Казахстана к концу каледонского орогенеза. Исходя из этого, можно предположить, что гранодиориты внедрились первыми, а позднее последовало внедрение гранитов. Возможно также, что при дальнейшем изучении будут найдены и герцинские интрузии. С внедрением последних и связано, вероятно, образование многочисленных баритовых, барито-кальцитовых и кальцитовых жил, секущих в нашем районе породы девона и карбона.

Выходы изверженных пород приурочены повидимому к ядрам антиклинальных складок большого антиклинория северо-западного простирания, основная часть которого находится за пределами исследованного района. В Казахстане к ядрам антиклинальных складок, как отмечает Н. С. Шатский (1938), чаще приурочены древние (каледонские) интрузивные тела; для герцинских интрузий эта закономерность выражена менее отчетливо.

Диориты

В 8 км к северо-востоку от поймы р. Чу, по дороге от Кендерлыка на Тантай, среди слабо всхолмленной равнины, сложенной нижнекаменноугольными осадками, была прослежена, с некоторыми перерывами, почти на протяжении 2.5 км интрузия диорита, простирающаяся на восток и северо-восток.

Диориты имеют темносерую окраску с зеленоватым оттенком. Некоторые из них мелкокристаллические, массивные; другие же среднезернистые, с отчетливо выраженными кристаллами полевого шпата, роговой обманки и вкрапленностью магнетита. Однако просмотр шлифов выявил один и тот же состав этих двух разновидностей, отвечающий пироксеновому диориту; отличаются они друг от друга только размерами составляющих их компонентов. В качестве главных составных частей присутствуют значительно преобладающий плагиоклаз (андезин) и пироксен (авгит), а из аксессуарных — апатит, магнетит; вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом и каолинитом.

Порядок кристаллизации этих минералов устанавливается следующий: первыми выделялись апатит, магнетит, затем плагиоклазы, пироксен, кварц, хлорит, серицит, каолинит. Структура породы зернистая.

Возраст пироксеновых диоритов определить довольно трудно из-за слабой обнаженности участка, не позволяющей проследить непосредственный контакт интрузии с развитыми здесь нижнекаменноугольными известняками и мезозойскими глинами; несомненно, что внедрение их произошло в послетурнейское (и повидимому, послекарбонное) время, так как, судя по находкам здесь кусков мрамора, контакт диоритов с известняками турне является активным. С интрузией диоритов связана жила магнетита, прослеживающаяся почти на таком же расстоянии, как и диориты.

3. Эффузивные породы

Эффузивные породы в северных частях района — близ колодцев Токум-тыккан — представлены кварцевыми порфирами и порфиритами, а на юге (к юго-востоку от Кендерлыка) к ним присоединяются еще агломератные туфы кварцевых порфиритов.

Кварцевые порфиры

Они имеют светлую, чаще розовую окраску. Основная масса их мелкозернистая или скрытокристаллическая, плотная. Среди нее отчетливо выделяются серые или темносерые зерна кварца. Под микроскопом видно, что порода состоит из основной массы и вкрапленников, т. е. имеет порфировидную структуру. Вкрапленники представлены кварцем и ортоклазом, причем преобладает кварц.

Порфириты

По внешнему виду это темносерые плотные порфировидные породы. Основная масса скрытокристаллическая, черного цвета. В нее включены многочисленные удлиненные кристаллы полевого шпата серовато-белого цвета.

Под микроскопом видно, что основная масса представлена очень мелкими и тонкими удлиненными кристаллами плагиоклаза, мелкими зернами рудного минерала и хлорита. В проходящем свете она имеет желтовато-зеленоватый цвет. В нее включены идиоморфные кристаллы плагиоклаза, хлорита и магнетита.

Плагиоклаз по составу отвечает андезину; кристаллы хорошо ограничены, часто со скошенными краями. У некоторых кристаллов отчетливо выражена зонарная структура; плагиоклаз сильно разрушен и превращен в серицит.

По всем петрографическим свойствам порфиры и порфириты отвечают аналогичным породам, известным в среднем девоне Казахстана (Кассин, 1934; Шатский, 1938). Нами у колодцев Юалы были найдены порфиры, залегающие трансгрессивно на силуре и перекрытые красноцветными песчаниками верхнего девона. Таким образом возраст эффузивных пород по всей вероятности средне- или нижнедевонский; среди пород верхнего девона в нашем районе эффузий нет. Вообще на территории Казахстана эффузивная деятельность к концу девона затухает.

IV. ТЕКТОНИКА

Среди пород исследованной площади выделяются три различно дислоцированных комплекса, намечающих соответственно три структурные этапа. К первому относятся докембрийские кристаллические сланцы и прорывающие их массивы каледонских гранитов и гранодиоритов. Ко второму — породы девона, нижнего карбона, джезказганской свиты, нижней перми и, наконец, к третьему — весь комплекс мезозоя. Между всеми выделенными комплексами отмечаются резкие угловые несогласия.

Осадочные породы первого комплекса дислоцированы весьма интенсивно. Они образуют очень крутые, возможно изоклинальные складки, судя по тому, что в разрезах наблюдается параллельное чередование и повторение одних и тех же толщ, составляющих этот комплекс. В выходах на поверхность докембрийских сланцев и кварцитов преобладают близкие к вертикальным и вертикальные углы падения. Только в самой западной части (к югу от Тес-булака) по кварцитам были замерены более пологие наклоны пластов — не превышающие 60° . Преобладающими простираниями слоев и, вероятно, складок этого комплекса являются северо-западные с отклонением ближе к широтным. Все породы сильно метаморфизованы и прорваны иногда мощными кварцевыми жилами

в различных направлениях. В отдельных местах кварцевые жилы линейно вытянуты и возможно совпадают с разломами, вообще широко развитыми в Бедпак-дала и Чу-Илийских горах. Совершенно несомненно, что метаморфизация пород докембрия вызвана, с одной стороны, динамическими напряжениями, которые они испытали при складчатых деформациях, а с другой, — явлениями контактного и термального метаморфизма, связанными с внедрением в них интрузивных тел. В краевых частях гранитов и гранодиоритов (Арысь—Тес-булак) мы наблюдали мощные ксенолиты докембрийских пород, включенных в эти интрузивные массивы. Граниты и гранодиориты образуют два крупных тела (к северу и югу от пород докембрия), границы которых уходят далеко за пределы района. Они сильно кливажированы, по южному борту впадины Арысь разгнейсованы и круто надвинуты на породы девона, а на Кендерлыке разбиты сбросами.

Породы докембрия, образующие юго-западное окончание системы складок Чу-Илийских гор, вместе с прорывающими их каледонскими интрузивными массивами, очень быстро и резко исчезают под облегающими их почти со всех сторон (см. геологическую карту Д. И. Яковлева, 1941) дислоцированными толщами девона и карбона. Это резкое исчезновение, местами почти как бы прямолинейно оборванное, вероятно вызвано в некоторых случаях дизъюнктивными нарушениями (в настоящее время замаскированными), возникшими вследствие реакции древнего жесткого массива на более поздние тектонические движения.

Описанный докембрийский комплекс вместе с гранитами и гранодиоритами образует здесь, по Д. И. Яковлеву, один из наиболее крупных покровов Бедпак-дала, надвинутый на красноцветные толщи девона (карбона — по Д. И. Яковлеву). Вообще восточная часть Бедпак-дала является, по указанному автору, «классическим местом для изучения явлений шарриажжа» (Яковлев, 1941). Наши исследования не подтверждают этого вывода, хотя мы ранее и приняли было эту точку зрения (Зайцев и Покровская, 1940).

В самом деле, покровной тектонике в рассматриваемом районе противоречит ряд установленных нами фактов. Считая, что граниты и гранодиориты восточной части Бедпак-дала залегают в покровах, Д. И. Яковлев вынужден допустить их перемещение на громадные расстояния (не менее 70 км), так как ближайшим автохтоном является гранитный массив гор Бурун-тау. Несомненно, что такое горизонтальное перемещение неизбежно должно было бы сопровождаться значительными изменениями в породах автохтона. В действительности же никаких изменений «в подстилающих» породах девона, на которых залегают «покровные» лоскуты Бедпак-дала, не наблюдается. Петрографические исследования показали, что ни явлений милонитизации, ни явлений катаклаза, ни каких-либо других изменений, в том числе появления брекчий трения (за исключением тех обычных изменений в породах, какие возникают при складчатых дислокациях в любой тектонической области) в толщах девона нет. Интенсивная кливажированность девонских отложений вблизи докембрийских выступов и массивов гранодиоритов и гранитов, довольно частые изменения простираний, а иногда и образование запрокинутого залегания пластов, зеркал скольжения в них и т. д. с нашей точки зрения могут быть легко и правдоподобно объяснены различными механическими свойствами участвовавших в дислокациях пород. Вблизи жестких массивов, какими являлись каледонские граниты, грубообломочные породы девона в варисский тектонический этап должны были давать указанные выше нарушения, а последующие движения только их усложнили. Можно

также допустить, что в грубообломочных породах девона следы нарушений, возникшие при шарриажжах, слабо выражены именно в силу грубого характера слагающего их материала. Однако детальное изучение шлифов из пород девона показало, что и это предположение вряд ли состоятельно, так как отдельные минеральные компоненты, составляющие всю породу, подверглись очень незначительным динамическим изменениям. Эти изменения во всяком случае не выходят за рамки тех нарушений, которые имеются в любых породах всякой складчатой области. Они выражены, главным образом, в дроблености кварца, образовании смещений по плоскостям срастания и под углом к ним в плагиоклазах, и во вторичных процессах выветривания минералов. В породах самого «аллохтона» нет также ничего такого, что напоминало бы следы больших горизонтальных перемещений.

Далее, с точки зрения покровов, по нашему мнению, совершенно необъясним факт залегания «аллохтона» только на красноцветных породах девона. Во всех посещенных нами пунктах «надвинутые» породы никогда не распространяются далее девонских конгломератов или нижней части красноцветного девона вообще. Насколько известно, в областях типичного развития шарриажей аллохтонный покров всегда переходит с одного горизонта автохтона на другой.

Все эти аргументы достаточно убедительно показывают, что описанный выше докембрийский осадочный комплекс (по Д. И. Яковлеву, силурийский) и каледонские изверженные породы на юго-востоке Бедпак-дала, залегают не в покровах, а *in situ* и не претерпели никаких горизонтальных перемещений.

Отсутствие контактовых явлений в породах девона и другие особенности в их залегании, на которые ссылается Д. И. Яковлев, объясняется более древним возрастом гранитных и гранодиоритовых интрузий по сравнению с красноцветными толщами среднего и верхнего девона.

Доказав отсутствие покровной тектоники в Бедпак-дала, мы, однако, не отрицаем наличия разрывных дислокаций в нижнем структурном этаже вообще. Они повидимому широко развиты и в ряде мест нами были констатированы. Так, несколько южнее Тес-булака и по южному борту впадины Арысь имеются крутые надвиги, благодаря которым древние породы напоззают на девонские, вследствие чего полоса распространения последних местами несколько сужается.

При рассмотрении геологической карты (фиг. 2) видны довольно сложные очертания границы девонских отложений с подстилающими породами. Эту прихотливость контуров подошвы девона Д. И. Яковлев склонен был объяснять сложностью последующего расчленения покровной структуры района. В действительности же причина этого явления повидимому совершенно иная. Выше было показано, что рельеф ложа, на котором происходила девонская седиментация, был весьма сложный и представлял собою чередование впадин с многочисленными поднятиями. Естественно, что при таких условиях осадконакопления мощности образовавшихся пород в разных частях района оказались различными, а это привело к тому, что при последующих деформациях они оказались и в разных механических условиях. Поэтому уже первоначально здесь могли возникнуть различные структурные формы, усложненные впоследствии континентальной эрозией.

Наконец, заслуживает быть отмеченным еще один момент. Пересечение, произведенное в 1939 г. А. А. Богдановым в Бедпак-дала в юго-восточном направлении от гор Булат-тау на севере к горам Джиль-тау, показало,

что в этой части Голодной степи никаких доказательств в пользу перемещения масс на юго-запад и опрокидывания складок только в этом направлении, — также нет. В горах Джиль-тау, по данным А. А. Богданова, наблюдаются веерообразные складки с опрокидыванием в обе стороны — на северо-восток и юго-запад.

В итоге мы приходим к окончательному заключению, что указанных покровов в восточной части Бедпак-дала не существует. Более вероятно покровное налегание некоторых эффузивных толщ девона на более молодых осадках этой системы.

О каледонских тектонических движениях, имевших место на территории Бедпак-дала, мы по существу ничего не знаем, поскольку отложения древнего палеозоя в рассматриваемом районе отсутствуют. Отметим только, что с каледонскими движениями связано внедрение описанных выше гранитов и гранодиоритов.

Породы герцинского комплекса, начиная с девона до мергелисто-известняковой толщи перми включительно, дислоцированы согласно и в целом спокойнее, чем породы предыдущего структурного этажа. Однако морфология структур и характер дислокаций в них значительно разнообразнее и отличаются от структур докембрийских и каледонских.

Для структур, развитых в герцинском комплексе осадков изученной территории, характерны следующие особенности: невыдержанность простираций и изменчивость углов наклона, преимущественное развитие брахи- и купольных структур, отсутствие следов метаморфизации пород, участвующих в их строении, за исключением редких случаев проявления контактового метаморфизма вблизи прорывающих их интрузий диоритов, отсутствие вулканогенных пород и, наконец, появление на юге значительных по мощности толщ гидрхимических осадков с присущей им способностью создавать пластические деформации.

В Бедпак-дала, как видно на прилагаемой геологической карте (фиг. 2), отчетливо вырисовывается следующее расположение герцинских складок. Вблизи контакта с докембрийским складчатым комплексом и каледонскими гранодиоритами, складки, в которых принимают участие средне- и верхнепалеозойские породы, облекают эти древние сооружения; приспособившись своими простирациями к сложным очертаниям додевонского рельефа. На севере они имеют близкое к широтному простираение, сменяющееся южнее почти на меридиональное, и в таком направлении прослеживаются до родников Тес-булак. Южнее последних, против выступа древних пород на юго-запад, соответственно и простираения в вышележащих осадках девона и карбона меняются на юго-западные. У родников Кендерлык за поворотом каледонского массива гранодиоритов к юго-востоку следуют и изгибы слоев девона и карбона.

В целом же в этих складках простираения почти нигде не совпадают с западными-северо-западными простираениями структур докембрия.

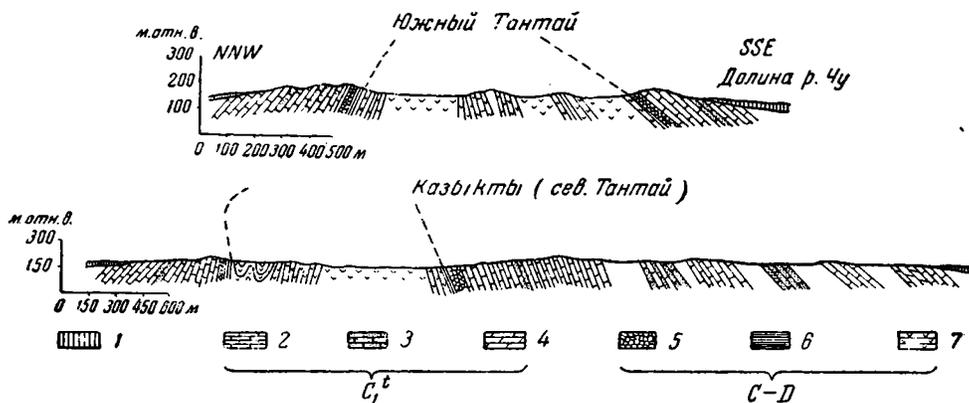
С удалением от древнего складчатого остова по юго-западному окончанию палеозойского поля Бедпак-дала появляются типичные брахискладки, иногда приближающиеся по очертаниям к куполам (Казыкты). Только на немногих десятках квадратных километров площади (примерно к западу от 70 меридиана) от Тес-булака до р. Чу мы имеем около десяти палеозойских брахискладок (Тундукты, Кемпир-такыр, Казыкты, Южный Тантай, Буралкены и др.), окруженных меловыми породами (фиг. 15). Восточнее, по долине р. Чу вплоть до ур. Карой, они также хорошо прослеживаются. Размеры их самые разнообразные от 200—300 м и до нескольких километров в поперечнике и от 400—500 м до 10 км по длине.

Самые небольшие складки нами наблюдались среди красноцветных пород девона прямо к югу от родников Кендерлык.

Следует отметить, что значительно восточнее (в восточной части Бедпакдала), вблизи колодцев Юалы и к юго-востоку от последних, по данным Д. И. Яковлева (1941), брахискладчатость в осадочной серии пород девона и карбона также не менее широко распространена.

В Бедпакдала образование ряда брахискладчатых структур подчеркнуто появлением в основании разреза карбона мощных гидрохимических осадков, представленных на поверхности гипсами.

Гипсы выходят в замках следующих складок — Тундукты, Казыкты, Южный Тантай, Буралкенын, причем во всех этих случаях, как правило, строение простых антиклинальных структур несколько усложняется появлением дополнительных мелких (микро) складок (антиклиналей и синклиналей), частым изменением простираний слоев, очень резким колебанием их углов наклона — от сравнительно пологих до крутых и вертикальных и даже в отдельных случаях, как, например, по южной



Фиг. 15. Разрезы через брахискладки Южный и Северный (Казыкты) Тантай.

1 — M_2 глины; 2 — C_1^t известняки; 3 — C_1^t песчаники; 4 — C_1^t кремнистые известняки; 5 — C—D брекчированные известняки; 6 — C—D гипсоносные глины; 7 — C—D гипсы.

гряде Тундукты, запрокинутых, причем в ряде мест наблюдается раздробленность кроющих гипсы известняковых горизонтов и образование контактовых брекчий.

Дислокации в собственно гипсоносной толще сильно замаскированы вторичными процессами — глубоким развитием карста (фиг. 16), выщелачиванием гипсов и т. д., — но там, где это видно, удается все же подметить наличие мелкой плейчатости, гофрировки слоев, присутствие зеркал скольжения в слоях, контактирующих с породами кровли, каковыми являются обычно глины и известняки (Казыкты, Буралкенын и др.).

И все же, несмотря на общее усложнение тектоники в структурах с гипсовыми ядрами — явлений, типичных для процессов диапиризма большой амплитуды, здесь нет.

Углы падения в средне- и верхнепалеозойских породах Бедпакдала непостоянны. Красноцветные отложения девона имеют наклон слоев обычно в $20-30$, реже 40° ; нижнетурнейский комплекс дает более крутые углы падения — до $60-70^\circ$, а вблизи контакта с гипсами, как мы отмечали выше, — до вертикальных и даже запрокинутых; в визейских отложениях и джезказганской свите преобладают углы наклона в $30-40-50^\circ$

и только в самой верхней части джезказганской свиты они не превышают 20—30°.

Разрывные дислокации развиты, хотя и не многочисленны, местами видимо достигая значительной амплитуды. Нередко к ним приурочены баритовые и кальцитовые жилы.

Н. С. Шатским (1938) доказано, что герцинская структура Центрального Казахстана является унаследованной от структуры более древней и что основные простирания складчатости той и другой совпадают.

Рассмотренная территория Бедпак-дала является исключением из этого общего правила. Здесь северо-западные направления докембрийских (а восточнее и каледонских) структур секутся под различными углами (иногда под прямыми) несопадающими с ними простираниями структур герцинского комплекса. В этом районе наблюдается как бы приспособливание складок, развитых в верхнем палеозойском осадочном покрове, к ранее созданному консолидировавшемуся жесткому массиву.

Большинством предыдущих исследователей Центрального Казахстана (Беспалов, 1936; Большой Джезказган, 1935; Николаев, 1935) и особенно Н. Г. Кассиным (1931, 1934), наличие незакономерных простираний в структурах среднего и верхнего палеозоя и специфическое развитие в это время брахискладчатости объяснялось именно различной глубиной жесткого каледонского и докаледонского фундамента; во время герцинского тектогенеза этот фундамент по разломам и расколам распался на ряд глыб, дифференцированные движения которых и привели в вышележащем, сильно изменчивом по мощности, осадочном покрове к преимущественному развитию брахискладок, с прихотливыми простираниями их осей.

Н. С. Шатский считает, что основная причина проявления здесь такого рода структур заключается не в жестких массивах, которые в данном случае отсутствуют; он указывает, что сложные сочетания различных простираний герцинских складок наблюдаются главным образом в районах погружения этих складок в глубоко прогнутые верхнепалеозойские впадины, перед которыми складки образуют виргирующие пучки (Шатский, 1938, стр. 758).

С такой точки зрения вполне могут быть объяснены и незакономерные направления простираний складок в среднем и верхнем палеозое Бедпак-дала, так как уже с этого времени, как указано выше, данный район обнаруживает тенденцию к интенсивному прогибанию.

Основные движения, сформировавшие все вышеописанные структуры средне-верхнепалеозойского комплекса осадков, по видимому, относятся к концу палеозоя.



Фиг. 16. Тундукты. Задернованный карст в гипсах. На заднем плане гряды известняков нижнего турне. Фото авторов.

Участвующие в сложении третьего структурного этажа мезозойские породы, состоящие из трех литологических групп, дислоцированы весьма слабо. О тектонике наиболее древней группы мезозойских отложений мы знаем очень мало, потому что их выходы наблюдались в пределах района всего лишь в двух местах, в которых они несогласно дислоцированы с джезказганской свитой. Дислокации меловых отложений носят в большинстве случаев пассивный характер; они связаны с дизъюнктивными нарушениями в палеозойской постели и с приспособлением меловых пород к ее рельефу. В результате в меловых отложениях в некоторых местах образовались мульды, ориентированные иногда под углом к общему плану дислокаций палеозойских отложений. Примером такой дизъюнктивной мульды может служить мульда в меловых отложениях Тес-булака. В южном крыле ее, граничащем по сбросовой линии с палеозоем, меловые толщи падают на север под углом 20° , в северном крыле — на юг, юго-восток и юго-запад под углом $15-20^\circ$. Повидимому слабо наклонены от бортов к центру меловые породы во впадине Арысь.

Значительная часть мела в пределах исследованной территории практически залегает горизонтально, хотя и испытывает общее погружение в сторону Чуйской депрессии (Петрушевский, 1942; Яковлев, 1941).

Таким образом тектоническая история района распадается на 4 этапа.

Первые два — докембрийский и каледонский — создали структуры с северо-западными простираниями; последний из них закончился интенсивной интрузивной деятельностью.

В варисский (третий) этап были смяты в брахискладки отложения девона, нижнего карбона, джезказганской свиты и перми, причем угловых несогласий между ними нет. Породы докембрия и каледонские интрузивные массивы к началу варисской орогении представляли уже жесткие участки, к которым герцинская складчатость приспособлялась. В жестких глыбах при этом образовалось значительное количество расколов, местами крутых надвигов с напозданием древних толщ на более молодые (надвиги по южной окраине впадины Арысь к востоку от Тес-булака).

Наконец, следующий (четвертый) этап — мезозойский — характеризуется, главным образом, вертикальными движениями, сопровождавшимися образованием радиальных разломов в палеозойском и более древнем фундаменте, тогда как в покрывающем чехле мезозоя, приспособлявшемся к движениям фундамента, возникли структуры с почти горизонтальным или весьма пологим залеганием слоев над сводами блоков и более крутыми углами наклона вблизи ограничивающих их разломов.

У. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В этой главе мы кратко описываем те немногочисленные основные полезные ископаемые, которые были встречены нами при исследовании. В описание не входят различные соли современных шоровых котловин и солончаков, не изучавшиеся нами. Совершенно не затронуты также минеральные хлоридно-натриевые родники Тес-булак, которым посвящена отдельная статья (Зайцев и Петрушевский, 1944).

Б а р и т

Среди пород девона очень часто встречаются барито-кальцитовые и баритовые жилы. Наиболее крупные из них находятся в районе Тес-булака. В 4 км к востоку от пресных родников Тес-булак выходят три жилы барита (есть еще и более мелкие), секущие девонские аркозовые красные и серовато-зеленоватые песчаники.

Одна жила длиной 15 м, мощностью 0.60 м, падает на ЮЗ 230° \perp 85°; вторая имеет длину 25 м, мощность 0.20 м и то же простирание СЗ 320°; третья — длиной около 45 м, мощностью 1 м, простирание СЗ 320—340 м. Барит чистый, без парагенетических минералов.

Вторая группа жил находится в 8—9 км к северо-востоку от пресных родников. Наибольшая из них имеет длину около 100 м, мощность в северо-восточном конце 3—5 м; а в юго-западном около 1 м. Простирание жилы СВ 70°. Жила состоит из кальцита с баритом, причем прожилки барита достигают 0.5 м мощности.

Параллельно ей в породах девона протягивается еще ряд кальцитово-баритовых жил, но меньших по размерам.

В полукилометре к юго-западу от них в девонских же песчаниках идет зона кальцитовых жил, обедненных баритом; последний образует в них отдельные незначительные прожилки.

В общем здесь можно насчитать несколько сот метров жил барита. На глубину они не прослежены. Мелкие баритовые жилы среди девонских песчаников были встречены на севере близ родников Токум-тыккан, на востоке — за пределами района — около родников Юалы. Д. И. Яковлев (1941) отмечает наиболее мощное месторождение барита около колодцев Сары-камыш (в 60—70 км к юго-востоку от родников Кеңдерлык), где оно представлено серией баритовых жил общим протяжением около 0.5 км; 9 жил обладают шириной от 0.5 до 3 м.

Магнитные железняки и железисто-марганцовистые песчаники

В 1938 г. нами в 8 км к северо-востоку от ур. Кизыл-джайма на р. Чу, по дороге от гор Тантай на Тес-булак, были обнаружены выходы магнитных железняков. Основным рудным компонентом железняков является магнетит, затем идут лимонит, пирит и в незначительном количестве имеется гематит; нерудным минералом является кварц. Железняки выходят в виде прерывистой жилы по контакту сильно силифицированных известняков турне и дайки диоритов. Простирание жилы восточное — северо-восточное. На протяжении 10 м в западном конце она имеет мощность 1.5—2 м, затем переходит в отдельные глыбы до 1 м в поперечнике, а еще далее к востоку о существовании жилы приходится судить только по россыпям железняков на поверхности. В полтора километрах от первоначального пункта железняки опять появляются на поверхности в виде жилы длиной 20—30 м. Таким образом они прослежены по простиранию в общей сложности на 2—2.5 км, т. е. настолько же, насколько и выходы интрузии диоритов. В этих последних содержится большое количество кристалликов магнетита.

Магнитные железняки образовались вероятно при внедрении в толщу карбона интрузии диоритов и связаны с контактно-метасоматическими процессами. Известняки в зоне контакта частью мраморизованы, частью силифицированы.

Наряду с выходами железняков здесь же среди известняков были встречены песчаники черного цвета, сильно мажущие руки. Они образуют отдельные россыпи на поверхности. Такого же типа песчаники выходят в сопках Кокши-тау (в 100 км к юго-западу от Тес-булака), где они прослеживаются (судя по поверхностным россыпям) на большом протяжении, залегая по видимому отдельным горизонтом среди известняков русаковских слоев.

Обнаруженные нами впервые в Бедпак-дала палеозойские гипсы достигают максимальной мощности в районе оз. Буралкенын, сопок Тантай, Казыкты, Тундукты. Площади сплошных выходов гипсов в некоторых из этих пунктов достигают 8—10 км², при вероятной мощности пласта местами не менее 100 м (Тантай, Казыкты, Буралкенын). Исходя из приведенных данных, мы можем говорить о колоссальных запасах этого полезного ископаемого в Бедпак-дала, качественная характеристика которого приведена в таблице 1.

Таблица 1

Химический состав гипсов (в %)

Место взятия образца и его характеристика	Возраст	CaO	MgO	SO ₂	H ₂ O	SiO ₂	R ₂ O ₃	Нераств. ост. за выч. SiO ₂	Сумма
Тундукты, обн. 91, сл. 2, обр. 76, глинистый розоватый гипс	C — D	26.87	2.69	35.90	19.18	3.60	2.64	2.68	93.56
Южный Тантай, канава 1, обр. 341, глинистый гипс	C — D	31.17	0.27	44.22	20.19	0.76	0.36	2.22	99.19
Буралкенын, обн. 107, обр. 331, глинистый темный гипс	C — D	27.94	2.63	35.95	18.28	6.64	1.52	2.44	95.40
Тес-булак, кан. 1, сл. 2, обр. 278, гипс розоватый	Mz	31.65	0.00	43.71	20.70	0.56	0.08	0.70	97.40
Минералогически чистый гипс (для сравнения)	—	32.5	—	46.6	20.9	—	—	—	100.0

Из таблицы видно, что гипсы всегда в той или иной степени загрязнены глинистыми примесями, известковисты и даже доломитизированы (Тундукты, Буралкенын). Недостаток в сумме до 100 процентов надо повидимому в большей степени отнести за счет CO₂, так как некоторые образцы гипсов вскипают от действия соляной кислоты.

Условия водоносности

В силу специфического характера района мы считаем необходимым вкратце остановиться и на вопросе водоносности.¹

Среди изверженных пород были встречены трещинные воды в гранодиоритах и гранитах Кендерлыка. Здесь имеется один родничок с очень малым дебитом (10—15 ведер в сутки), но с прекрасной по качеству, совершенно пресной водой. Во время работ Д.И.Яковлева дебит его повидимому был значительно выше. Яковлев же (1941) указывал в этом массиве трещинные воды несколько юго-восточнее (родники Танин-казган, Тундукты). Однако летом 1939 г. воды в Танин-казгане не оказалось.

¹ Артезианские воды палеоцен-мелового горизонта, выходящие на поверхность вблизи долины р. Чу (ур. Кызыл-джайма, Камкалинский разлив и др.) мы не описываем, так как им посвящены специальные работы Б. А. Петрушевского (1942) и Д. И. Яковлева (1941).

Трещинные воды имеются также в породах девона, морского карбона и джезказганской свиты. В девоне воды почти всегда засолены и непригодны для питья. Родники имеются на Тес-булаке в 4 км к востоку от одноименных пресных родников, в 7—8 км к северо-востоку от последних и к северу от Тес-булака — в области центриклинального замыкания Тес-булакской синклинали. Родники Токум-тыккан с водой, пригодной для питья, вероятно связаны с эффузивами порфиров и порфиристов. Трещинные воды в морском карбоне были встречены только на Тес-булаке.¹

Здесь по южной окраине котловины выходят два родника в расстоянии около 150 м друг от друга. Один из них имеет максимальный дебит 40—50 ведер в сутки, другой — значительно больший.

Последний образует сплошное озерко площадью около 50 м² и, кроме того, заболачивает соседнюю территорию на площади 100—150 м² (вместе с озерком).

Вода хорошего качества, мягкая, для питья вполне пригодная. Укажем, что при наших работах эти родники служили основным источником нашего водоснабжения.

В джезказганской свите выходы трещинных вод с малым дебитом наблюдались в 4—5 км к западу от пресных родников Тес-булака. Они приурочены к песчаникам, залегающим стратиграфически ниже верхнего горизонта конгломератов. Вода не всегда удовлетворительного качества.

Приведенными данными ограничиваются все ныне существующие выходы трещинных вод на поверхность. Однако в нескольких местах района на описанных породах имеются камышевые заросли (между Кендерлыкком и Тес-булаком на породах девона, в южной части около изолированного небольшого западного выхода гранитов и др.), свидетельствующие о близком подходе трещинных вод к поверхности. Поэтому надо считать, что действительное количество трещинных вод будет значительно больше.

Среди мезозойских и четвертичных отложений на изученной площади при наших работах не было ни одного действующего колодца. Но это вовсе не указывает на полное отсутствие в них водоносных горизонтов. Наоборот, многочисленные старые (теперь сухие или засыпанные) колодцы и копани говорят о том, что эти воды сравнительно обильны, но они по своему режиму, составу, глубине залегания и т. д. будут представлять довольно пеструю картину. Повидимому, ближе всего к поверхности и, вероятно, более постоянные грунтовые воды можно встретить среди аллювиальных отложений поймы р. Чу; Д. И. Яковлев, например, указывает на существование в районе оз. Буралкенын колодца с обильной и хорошего качества водой.

В других местах, исходя из геологических условий, грунтовые воды мезозойских и четвертичных отложений, вероятно, будут более спорадичны.

VI. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Проведенные исследования по юго-западной окраине палеозоя Бедпадала, по существу явившиеся первыми детальными работами, выяснили ряд новых данных.

¹ Водоносный бассейн в районе колодцев Когашик (в 60 км к северо-западу от Тес-булака) имеет вероятно двойное питание: за счет трещинных вод визейских отложений и грунтовых вод мезозойских. Детально он обследован летом 1939 г. опытной станцией Казахского филиала Академии Наук СССР.

Они показали, во-первых, что палеозойские отложения по направлению на запад, юго-запад и юг уходят под более молодые, — мезозойские и кайнозойские, — совершенно постепенно. Последние, образуя в общем маломощный чехол, уже в незначительных понижениях оказываются нацело размытыми и из-под них обнажаются толщи верхнего палеозоя. Погребенный под мезозоем рельеф палеозойских отложений, судя по значительному количеству островов, которые они образуют среди мезозоя, неровный, холмистый и представляет чередование ряда довольно резких воздыманий и опусканий.

Об этом свидетельствуют, например, островные горы Тантай, Казыкты и др., возвышающиеся среди мезозоя по южной границе района; Кокшитау, Когашик и многие другие — за его пределами. Б. А. Петрушевский (1942), изучавший западную часть Бедпак-дала и собственно Чуйскую депрессию, приходит к выводу, что на всей этой территории палеозойские отложения находятся сравнительно неглубоко под более молодыми.

Во-вторых, наш район, повидимому еще со среднедевонского времени, испытывает прогибание и превращается во впадину, в которой за время средний — верхний девон — верхи карбона (конец отложения джезказганской свиты) накопилась 7—8-километровая толща осадков.

Если на рассматриваемом отрезке девонского времени эта впадина и не заливалась еще морем, то во всяком случае она испытывала прогибание и была областью аккумуляции, резко пониженной по отношению к располагавшейся на востоке и северо-востоке, в Чу-Илийских горах, области сноса. Состав конгломератов и песчаников девона показывает, что материал для их образования поступал в основном с востока и северо-востока, а последнее было возможно только в случае наличия в этой части более значительных высот, чем в нашем районе. Кроме сноса с суши, располагавшейся на северо-востоке, терригенный материал во впадину дополнительно поступал и с тех островных высот, которые, вероятно, имелись в большом количестве внутри самой впадины. Анализ состава красноцветных осадков девона, приведенный выше, указывает на то, что такие острова могли во впадине в это время существовать.

В-третьих, открытые нами гипсы в Бедпак-дала, наряду с солеными источниками Тес-булак и гипсами в соседних районах (М. Каратау — Б. и М. Бурул, Сарысуйские купола в южной части Тургайской впадины) говорят о том, что в начале каменноугольной трансгрессии здесь установился лагуно-морской режим, способствовавший выпадению химических осадков. Следовательно, на громадной территории, охватывающей юг Тургайской впадины, Чуйскую депрессию, Бедпак-дала (южнее параллели Тес-булака), мы можем встретить (ближе к линии берега) в пограничных слоях девона и карбона, а для западных частей этой области вероятно и в более высоких горизонтах (на Сарысуйских куполах, например, вероятно в верхнем турне), фациально иные породы, чем были известны до сих пор в других районах Казахстана.

В-четвертых, мы должны отметить широкое развитие брахискладчатых структур в исследованном районе, с участием в строении некоторых из них мощных гипсов.

Из общих стратиграфических вопросов следует указать на некоторую обособленность каменноугольной фауны нашего района от соседних, его окружающих. Она оказывается несколько отличной (особенно для низов карбона) как от фауны районов Прибалхашья, так и от фауны Малого Каратау. Наибольшее сходство она обнаруживает с фауной Джезказган-Улутавского и Ишимского районов. Среди общего комплекса

собранный нами фауны вероятно довольно много новых видов, или во всяком случае новых вариантов.

Из полезных ископаемых заслуживают быть отмеченными скопления барита, выходы магнетита и минеральные родники Тес-булака.

Дальнейшее изучение Бедпак-дала следует направить в районы, расположенные непосредственно к востоку и северо-востоку от исследованной площади. В стратиграфическом аспекте они интересны как районы переходные от описанного типа девона и карбона к прибалхашскому, с появлением среди последнего эффузивов, угленосных толщ и возможным развитием гипсоносно-соленосных осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская И. М., Богданов А. А. и Трусова И. Ф. Очерк геологии северной части Голодной стены. Тр. Инст. геол. наук, 1948, вып. 102, сер. геол., № 33.
- Андронов С. М. 1. *Gigantella* Sa g. и ее стратиграфическое значение в нижне-каменноугольных отложениях среднего течения р. Ишима. Доклады Акад. Наук, 1937, 15, № 6—7.
- Андронов С. М. 2. К стратиграфии Ишимского палеозоя. Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1937, № 2.
- Андронов С. М. и Ильина Н. С. К познанию каменноугольных отложений среднего течения р. Ишима. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 1.
- Аргентов К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Семиреченской области в 1913 году. Горн. журн., 1916, 2.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., 1937.
- Беспалов В. Ф. Вариссная структура Джеккаган-Атбассарского района. Пробл. сов. геол., 1936, вып. 11.
- Беспалов В. Ф. О стратиграфии верхнего палеозоя Джеккаганского района. Пробл. сов. геол., 1938, № 8—9.
- Болховитинова М. А. и Золкина А. И. Палеонтологические и стратиграфические исследования карбона Джеккагана. Тр. Моск. геол. разв. инст., 1938, 12.
- Большой Джеккаган. Сб. материалов по проблеме комплексного изучения и освоения природных ресурсов Джеккаган-Улутавского района Центрального Казахстана. М.—Л., Изд. Акад. Наук, 1935.
- Бубличенко Н. Л. Что такое Каратаусские брекчии и почему с ними нельзя связывать полиметаллическое оруденение Каратау. Пробл. сов. геол., 1934, № 7.
- Васильев В. А. Измыские в бассейне р. Чу. Ежег. Отд. зем. улучш. ГУЗ и землеустройства, СПб., 1913.
- Васильев В. А. Материалы к проекту орошения долины р. Чу в Семиреченской области. Пг., 1913—1915.
- Вахрамеев В. А. Нижнекаменноугольная вулканогенная провинция Прибалхашья и Северных дуг Тянь-Шаня. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол. 1945, 20, № 1—2.
- Вебер В. Н. Восточный Каратау (Аулие-Атинский уезд, Туркестан). Изв. Геол. ком., 1925, 14, № 19.
- Герн В. К. О поездке на р. Чу. Зап. Зап.-Сиб. отд. Рус. географ. общ., 1886, кн. 8, вып. 1.
- Зайцев Н. С. О возрасте красноцветных третичных толщ южной части Тургайской впадины. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 3.
- Зайцев Н. С. О строении сарысуйских куполов. Изв. Акад. Наук, сер., геол. 1940, вып. 5.
- Зайцев Н. С. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гипсов Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук, сер. геол. 1946, № 4.
- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Краткие итоги двухлетних работ в южной части Тургайской впадины. Сб. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Изд. СОПС Акад. Наук, 1940.

- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Минеральные восходящие родники Тес-булак и Бедпак-дала (Казахстан). Сов. геол., 1944, № 3.
- Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. Краткое сообщение о работах в 1939 г. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 53.
- Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 165.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. Палеогеография и фации карбона Казахстана, т. 1, вып. 1. Ископаемые угли Казахстана. Нар. хозяйство Казахстана, 1937, № 7—8.
- Ковырев А. А. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области. СПб., 1911.
- Крестовников В. Н. и Литвинович Н. В. Стратиграфия среднего и верхнего палеозоя. Итоги работ ЦККЭ за 1936—1938 гг. Изд. СОПС Акад. Наук, 1940.
- Крестовников В. Н. и Раузер-Черноусова Д. М. О фораминиферах из переходных от девона к карбону слоев Казахстана, Южного Урала и Самарской Луки. Доклады Акад. Наук, 1938, 20, № 8—7.
- Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 15, сер. геол., № 5.
- Машкара И. И. Геология Центрального Каратау. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1937, вып. 1.
- Машкара И. И. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви Каратау (Южный Казахстан). Пробл. сов. геол., 1938, № 1.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. Научные итоги ТПЭ Акад. Наук СССР, 1936.
- Наливкин Д. В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 99.
- Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. Тр. 111 Всесоюзного съезда геологов, вып. 1. Ташкент, 1929.
- Николаев И. Г. Геологическое строение Средне-Сарьсуйского района. Сб. Большой Джезказган. Изд. Акад. Наук, 1935.
- Пейве А. В. 1. Схема тектоники западного Тянь-Шаня. Изв. Акад. Наук, 1938, № 5—6.
- Пейве А. В. 2. О каменноугольных гипсах и красных девонских песчаниках Тянь-Шаня. Доклады Акад. Наук, 1938, 19, № 4.
- Петрушевский Б. А. Сарьсунские купола. Изв. Акад. Наук, сер., геол. 1938, № 3.
- Петрушевский Б. А. Артезианский бассейн Мын-булак в Тургайской впадине. Булл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1939, 17, № 4—5.
- Петрушевский Б. А. Чуйская мульда и западная часть Бедпак-дала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1942, № 5—6.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук Узбек. ССР, Ташкент, 1938.
- Русakov М. П. Геологический очерк Прибалхашья и озера Балхаш. Цветметиздат, 1933.
- Сапожников Д. Г. К вопросу о возрасте Джезказганской свиты. Доклады Акад. Наук, 1938, 20, № 5.
- Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского медно-рудного района. Тр. Казах. бавы Акад. Наук, 1935, вып. 7.
- Сб. Результаты Бедпак-далинской экспедиции Средне-Азиатского государственного университета. Тр. Ср. Азиат. гос. унив., 1935.
- Сб. Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет. Алма-Ата, Геол. инст. Казах. Фил. Акад. Наук, 1941.
- Соловьев А. Из наблюдений на юге Акмолинского уезда. Ежег. по геол. и мин. Рос., 1904—1905, 7, 59—61, 73—84.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938, № 6.
- Шмидт Ю. Очерк Киргизской степи к югу от Арало-Иртышского водораздела в Акмолинской области. Зап. Зап.-Сиб. отд. Рус. географ. общ., 1894, вып. 1.
- Яковлев Д. И. Предварительный отчет о геологическом и гидрогеологическом исследованиях низовья р. Чу. Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 73.
- Яковлев Д. И. Проблема Голодной степи. Сб. Казахстан. Тр. Конфер. по изуч. произв. сил Казахстана. Изд. Акад. Наук, 1932.
- Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. Чу-Илийский водораздел, Бедпак-дала и Муюн-кумы. Тр. Казах. фил. Акад. Наук, 1941, вып. 13.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

И. М. Архангельская, А. А. Богданов и И. Ф. Трусова

Очерк геологии северной части Голодной степи

I. Введение	1
II. Стратиграфия	2
III. Интрузии	17
1. Ультраосновные интрузии	17
2. Гранитные интрузии	17
3. Заключение	27
IV. Тектоника	28
1. Описание дислокаций	28
2. Описание структур	31
3. Соотношение описанных структур между собой и со структурами соседних районов	33
4. Главнейшие этапы развития структур района	34
5. Некоторые выводы	35
Л и т е р а т у р а	35

Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская

Геологическое строение района Тес-булак и Бедпак-дала

I. Введение	36
II. Краткий обзор литературы	38
III. Стратиграфия	40
1. Метаморфические и осадочные породы	41
2. Изверженные породы	68
3. Эффузивные породы	71
IV. Тектоника	72
V. Полезные ископаемые	78
VI. Общие выводы	81
Л и т е р а т у р а	83



ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
13	21 стр.	<i>ferglenansis</i>	<i>fernglenensis</i>
14	22 стр.	<i>diminituoa</i>	<i>diminutiva</i>
15	23 стр.	<i>Rhipodomella</i>	<i>Rhipidomella</i>
15	14 стр.	<i>Syringotnyris</i>	<i>Syringothyris</i>
15	3 стр.	<i>kingirica</i>	<i>kinghirica</i>
15	2 стр.	<i>Cliothyridina</i>	<i>Cliothyridina</i>
15	1 стр.	<i>micelimi</i>	<i>micelini</i>
16	2 стр.	<i>Brachythyri</i>	<i>Brachythyris</i>
16	3 стр.	<i>Euophalus</i>	<i>Euomphalus</i>
16	20 стр.	<i>Sp. of. Roemeri</i>	<i>Sp. cf. Roemeri</i>
16	21 стр.	<i>Sp. af subrotundatus</i>	<i>Sp. aff subrotundatus</i>
16	22 стр.	<i>Syringotyris</i>	<i>Syringothyris</i>

Цена 7 руб.