

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 158

А. И. СУВОРОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ
ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ
ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ
ПРИЗНАКАМ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

1954

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 158
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 68). 1954

А. И. СУВОРОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ
ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ
ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ
ПРИЗНАКАМ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА · 1954 г.

Главный редактор
академик Н. С. Шатский

Ответственный редактор
А. В. Пейве

ВВЕДЕНИЕ

Задачей настоящей работы является рассмотрение малых тектонических форм Ферганской впадины под углом зрения их морфологии, происхождения, истории развития и пространственных взаимоотношений.

Исследования по этой теме проводились с 1947 по 1950 г. Полевым наблюдениям были подвергнуты отдельные районы северо-западной и северо-восточной Ферганы. Данные о строении других районов были почерпнуты из различных литературных источников.

Основным методом полевых работ было детальное картирование наиболее характерных структур, которое сопровождалось составлением возможно большего числа стратиграфических колонок для структурно-фациального анализа. Большое внимание обращалось также на взаимоотношения мезо-кайнозойского покрова с палеозойскими образованиями фундамента, принимающими участие в строении некоторых молодых складок, и на связь складчатых структур с различными разрывами.

Автор приносит глубокую благодарность докторам геолого-минералогических наук А. В. Пейве и Д. Г. Сапожникову, сделавшим ряд замечаний по данной работе.

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ ВОЗЗРЕНИЙ

Начало изучения геологии Ферганской впадины и обрамляющих ее горных сооружений относится ко второй половине прошлого столетия. За истекшие с тех пор 70—80 лет здесь в различные периоды проводились самые разнообразные исследования, которые особенно большой размах приняли за последнее двадцатилетие. Эти исследования дали весьма обширный и разносторонний материал по многим вопросам геологии, позволяющий отнести Фергану к разряду наиболее хорошо изученных областей.

Не задаваясь целью изложить всю историю геологических исследований Ферганы, мы рассмотрим лишь главнейшие представления о мезо-кайнозойских структурах впадины и ее обрамлении, имеющие отношение к нашей теме.

Первые сведения о тектоническом строении описываемой области мы находим у И. В. Мушкетова (1906, 1915), который выделил в окружающую впадину хребта два направления складчатости — алайское (чаткальское), северо-восточное, и ферганское (каратауское), северо-западное. Алайское направление складчатости он считал более древним, палеозойским, ферганское — более молодым, преимущественно кайнозойским. Оба указанных направления складчатости взаимно пересекаются и обуславливают кольцевое расположение структурных зон Ферганы.

Аналогичным образом строение Ферганы изображается Ф. Н. Чернышевым и В. Н. Вебером, которые выделяют здесь те же складчатые направления. Однако каратаускую складчатость они считают более древней, переработанной впоследствии чаткальской складчатостью. В совместной работе (Чернышев, Вебер и др., 1910) они указывают, что после отложения третичных осадков имело место лишь складкообразование по чаткальскому простиранию, отклонения же в простирании происходили в местах пересечения с древней складчатостью. Рассматривая природу мезо-кайнозойских складок в Южной Ферганае, В. Н. Вебер позже пришел к выводу о том, что преобладающим их типом являются не столько складки, сколько флексуры, переходящие в сбросы или взбросы. Таким образом, В. Н. Вебер одним из первых указывает на связь складчатости мезо-кайнозойского покрова с палеозойским основанием и вероятными глобальными движениями его.

Одновременно К. П. Калицкий дал описание ряда мелких и весьма интенсивных складок в третичных и меловых отложениях Южной Ферганы, характеризующихся явлениями сильно выраженного в их центральных частях сжатия. Он указал на факты межпластовых перемещений в складках, сопутствующую им гофрировку слоев и надвигание их друг на друга. Он же обратил внимание и на несоответствие складчатых изгибов палеогеновых и меловых пород таковому более молодых. Очевидно, описанные им складки относятся уже к другой категории. В одной из более поздних своих работ К. П. Калицкий (1933) пришел к выводу, что складки, в которых проявляются межпластовые перемещения, имеют длительную историю развития.

Взгляды И. В. Мушкетова и В. Н. Вебера о наличии в Ферганае двух складчатостей различного простирания и возраста были подвергнуты критике со стороны Д. И. Мушкетова (1919, 1930 и др.), категорически отрицавшего возможность их взаимного перекрещивания и настаивавшего на постепенном переходе одного складчатого направления в другое. Большое внимание он уделил тектонике Ферганского хребта, который представлялся ему горизонтальной флексурой, возникшей в связи с давлением Пенджабского клина Индии и соединяющей структуры Алая и Терской Алатау. В объяснении тектоники Восточной Ферганы Д. И. Мушкетов считал возможным придерживаться исключительно контракционного воззрения и выдвигал идею единства плана и консеквентности тектонического развития. Среди более мелких структурных форм он выделил как особый тип купола облекания, в строении которых принимают участие и палеозой, обнажающийся в ядрах, и облекающие его мезо-кайнозойские породы. Д. И. Мушкетовым отмечено явление надвигания мезо-кайнозойского покрова на палеозойское обрамление. В ряде случаев им констатирована полная зависимость складчатости покрова от окружающей его палеозойской рамы или отдельных массивов.

Аналогичную зависимость установил и Д. В. Наливкин (1926, 1928). Рассматривая всю Фергану в целом и считая, что смятые свиты мезо-кайнозойского возраста занимают меньшее пространство, чем они занимали до дислокации, он связывает мезо-кайнозойскую складчатость с весьма значительными передвижениями древних массивов, имеющими первоисточник в районе Индостанского полуострова. По мнению Д. В. Наливкина, Ферганская долина окаймлена зонами разрывов, по которым в неогеновое и четвертичное время палеозойские массивы приподнялись, в то время как дно долины осталось на прежнем уровне.

Перечисленные представления о структуре Ферганы явились главным образом результатом исследований периода до 1930 г. К этому же периоду относятся представления и ряда зарубежных геологов, в разное время посещавших Среднюю Азию или интересовавшихся ее геологическим

строением. Для полноты картины приведем и их данные, касающиеся нашей темы.

Ф. Махачек (Machatschek, 1921) большое значение придает глыбовым движениям и рассматривает окружающие Фергану хребты как глыбы расколотившегося на полосы пенепплена. Он полагает, что третичные поднятия хребтов сопровождалось одновременным опусканием Ферганской впадины, которое происходило и в четвертичное время с образованием новых антиклиналей в центре.

Леукс (Leuchs, 1929, 1930) также отмечает, что палеозой разбит на глыбы и что в новейшей складчатости участвует только мезо-кайнозойский покров. Он относит Ферганскую впадину к категории более древних жестких участков. Впадина определяет положение и структуру более новых складчатых цепей, складки и чешуи которых всегда закономерно надвигаются на опускающиеся депрессии.

В противоположность Махачеку и Леуксу, Э. Арган (Argand, 1924) преобладающим типом движений считает складчатые движения, на которые в процессе их развития накладываются движения в связи с разрывными дислокациями, имеющие второстепенное значение. В Тянь-Шанс он выделяет два типа складок — складки основания и складки покрова. Складки основания возникают, по его мнению, в старом складчатом остова и могут охватить несколько древних складок, не считаясь с их формой и простиранием; несогласно лежащий на старом складчатом остова покров приспособляется к новому изгибу остова. Складки покрова обусловлены самостоятельными движениями покрова и играют подчиненную роль.

Г. Штилле (Stille, 1930) устанавливает новый, особый тип складчатости, названный им яксартским. Этот тип, по Штилле, весьма распространен в Тянь-Шане и характеризуется пологими складками крупного масштаба, вносидствием осложненными разломами; хребты и впадины были обусловлены проявлениями разломов.

С 1930 г., после III Всесоюзного Геологического съезда в Ташкенте в 1928 г., геологические исследования в Фергане становятся более интенсивными. На базе воззрений исследователей предшествующего периода эти работы дали обширный материал о геологическом строении Ферганы, который касается в основном трех тесно связанных друг с другом вопросов: строения палеозойского обрамления, строения и развития впадины и, наконец, характера, происхождения и развития складчатости мезо-кайнозойских отложений, выполняющих впадину.

Придерживаясь по возможности хронологического порядка, рассмотрим представления по каждому из перечисленных вопросов.

Б. Н. Наследов установил, что в Кара-Мазаре в течение альпийской орогении имели место преимущественно явления дизъюнктивных сложных дислокаций, тогда как складчатые формы просты.

Н. М. Сеницын также отмечает проявления альпийских разломов в палеозое Чаткальского хребта. Однако он подчеркивает их подчиненное значение в альпийской тектонике Тянь-Шаня, основными формами которой, по его мнению, являются складки большого радиуса кривизны; последние образованы палеозойским основанием и изгибавшимся согласно с ним покровом мезо-кайнозоя.

Аналогичных взглядов придерживается и А. С. Аделунг (1936, 1939), который в структуре Чаткальского и Кураминского хребтов видит крупное антиклинальное вздутие, предопределенное варисской орогенией; по его данным, на этой складчатой основе в альпийское время развивались дизъюнктивные дислокации.

Несколько позднее Аделунг, Иванов и Сеницын обращают внимание на обилие разломов в южной части Чаткальского хребта. Разломы признаются ими за существенные элементы, которые должны учитываться

при расшифровке структуры. Ими установлены три фазы альпийской складчатости, создавшие (в числе других) эту структуру. Первая фаза проявилась после отложения кирпично-красной свиты массагетского яруса и обусловила возникновение антиклинальных структур огромного радиуса, соответствующих современным хребтам. Вторая фаза последовала в верхнетретичное—нижнечетвертичное время. Она усилила структуры первой фазы и вызвала многочисленные разломы и глыбовые структуры. Наконец, третья фаза альпийской складчатости произошла в четвертичное время, о чем свидетельствуют локальные дислокации четвертичных осадков и поверхностей террас. Этот процесс сопровождался в некоторых местах надвиганием палеозойского обрамления на мезо-кайнозойский покров, который близ тектонических контактов с обрамлением деформирован наиболее сильно.

Подобно упомянутым исследователям, Н. П. Васильковский на основании личных наблюдений установил складчато-глыбовое строение и для южного обрамления Ферганы, включающего в себя Туркестанский и Алайский хребты. По его мнению, здесь имеют место очень пологие изгибы, которые обычно замаскированы дизъюнктивными нарушениями, главным образом крутыми надвигами. Последние приурочены к краям антиклинальных вздутий, но нередко и пересекают их. Общее движение масс по разломам происходило в направлении на север, внутрь Ферганской впадины.

В понимании структуры хребтов Тянь-Шаня с перечисленными исследователями соглашается и В. Н. Огнев (1939 и др.), который считает хребты альпийскими антиклинориями. Однако Ферганский хребет, ограничивающий Ферганскую впадину с востока, рассматривается им как поднятие вдоль Таласо-Ферганского разлома. Последний определяется им как длительно развивающийся сдвиг, северо-восточное крыло которого двигалось к юго-востоку, давило на юго-западное крыло (т. е. на Ферганский хребет) и заставляло его двигаться внутрь Ферганы.

С этой точки зрения Ферганский хребет представляется односторонним горстом, о чем упоминал также и Н. М. Синицын.

Однако против такой трактовки вопроса возражает С. С. Шульц (1948), указывая на антиклинальное изогнутие террас долины Нарына. По его мнению, заключительные фазы поднятий хребта выразились косой складкой с крутым северо-восточным крылом и пологим юго-западным. Впрочем, это никоим образом не умаляет значения разлома.

В отношении других районов Тянь-Шаня С. С. Шульц также придерживается взгляда, что в их структуре преобладают широкие и пологие складки, в которых сохранившиеся местами третичные и мезозойские слои лежат параллельно подстилающим их денудационным поверхностям.

Несколько по иному обрамление Ферганы рассматривает В. И. Попов (1938, и др.). Отмечая проявления волновых движений, которые он считает результатом гравитационного напряжения, он в то же время подчеркивает значение разломов, развивавшихся, по его мнению, длительно. Он говорит о глыбовом строении Кураминско-Чаткальского хребта, о глыбовой брахитектонике и т. д. Для северной половины обрамления В. И. Попов устанавливает строение по типу «конского хвоста», понимая под этим совокупность структур (разломов и складок) разного порядка, ответвляющихся от одной или ряда более крупных. При этом более мелкие (и более молодые) структурные ветви почти всегда отклоняются от направления оси «конского хвоста» против часовой стрелки.

Все изложенное показывает, что обрамление Ферганской впадины в целом, исключая Ферганский хребет, представлено совокупностью крупных и пологих складок, осложненных многочисленными разломами, по которым палеозойские массы надвигались в сторону впадины. Однако

местами разломы проявились в таком изобилии, что затрудняют окончательное решение вопроса об их первичности или вторичности по отношению к складчатым процессам.

Строение и развитие Ферганской впадины разные геологи понимают различно.

В. Н. Огнев предполагает в ее основании наличие жестких масс, вокруг которых, в частности по северо-восточной окраине, и образовались палеозойские складки.

А. В. Пейве (1938) отмечает, что Фергана отличается от окружающих хребтов отсутствием большой подвижности и представляет собой область не вполне завершенной складчатости. Тем не менее, она не могла представлять к началу герцинских движений жесткий остов, который со всех сторон облекался складками. Современные контуры Ферганской депрессии, по А. В. Пейве, были определены альпийскими движениями, но время ее возникновения как структурной единицы падает на палеозойскую эру. Последнее высказывается и Н. П. Васильковским.

Н. М. Синицын, рассматривая историю развития горного обрамления Ферганы конца палеозоя и начала мезозоя, отмечает, что в это время на месте варисских горных сооружений расстилалась холмистая равнина — пенешлен, на котором только в позднем триасе и в юре создаются локальные прогибы, заполняющиеся континентальными угленосными отложениями. Присутствие в рассматриваемой и смежных областях Тянь-Шаня локальных, изолированных друг от друга впадин юрского времени отмечается также в работах Д. В. Наливкина, Б. А. Петрушевского и других.

О. С. Вялов (1947) и А. М. Габрильян (1948) определяют время возникновения контуров современной впадины с мелового периода, когда процессы седиментации начали контролироваться тремя крупными поднятиями — Туркестано-Алайским, Кураминско-Чаткальским и Ферганским.

Н. П. Васильковский (1935₁), детально изучивший кайнозойские разрезы, пришел к выводу о значительной (от 1 до 3 км) глубине залегания палеогена в центральной части Ферганы и связывает это с явлениями ее прогибания, которое сопровождалось поднятиями сначала окружающих хребтов, затем их предгорных зон и, наконец, адыров. Весь этот процесс он подразделяет соответственно на три этапа (от палеогена до четвертичного времени включительно).

В. И. Попов на базе установленной им вертикальной и горизонтальной зональности кайнозойских моласс также констатирует прогрессирующее развитие горных поднятий, окружающих Ферганскую впадину, которые развивались за счет сокращения ее площади, продолжавшей одновременно прогибаться.

О. А. Рыжков (1951) идет еще дальше и говорит о дифференцированных движениях в самой впадине. Считая, что сходные по составу и строению стратиграфические колонки разных мест указывают на однотипные тектонические движения в этих местах, он приходит к выводу о последовательном появлении в Ферганской депрессии более мелких впадин и поднятий, причем появлению все более позднем по мере движения с юга на север. На этом основании он отвергает существование плиты внутри депрессии.

Что касается морфологической характеристики Ферганы, то многие авторы рассматривают ее как кольцевую структуру.

Н. П. Васильковский (1948, и др.) выделяет в ее пределах четыре зоны: высокогорную, зону передовых хребтов и предгорий (внешних адыров), зону внутренних адыров и, наконец, равнинную зону; в последней им предполагается наличие зачаточных структур. По его мнению, такое строение выдерживается не повсеместно.

О. С. Вялов (1947) считает, что Фергана представляет собой корытообразную структуру, в которой палеозойское основание погружено на глубины до 6 км (данные геофизики 1940 г.). Он еще более детализирует схему кольцевого строения Ферганы и устанавливает в ней шесть тектонических зон.

1. Палеозойское обрамление, которое проявляется в альпийской тектонике как более или менее однородное целое.

2. Крайние впадины.

3. Барьерные гряды палеозоя, являющиеся результатом сводовых или горстовых поднятий и отделяющие крайние впадины от собственно Ферганской впадины.

4. Зону открытых структур и моноклиналей или внешнее кольцо складок.

5. Зону закрытых структур или внутреннее кольцо адырных складок.

6. Центральную область затухающей складчатости и глубокого залегания палеозойского фундамента.

Перечисленные зоны считаются О. С. Вяловым основными тектоническими зонами Ферганы, однако с оговоркой, что его схема не лишена условностей. В частности, он констатирует, что на востоке мезо-кайнозойские складки пересекают впадину наискось, не считаясь с контурами палеозойского обрамления, и таким образом нарушают картину кольцевого строения.

На это обстоятельство обращали внимание и другие геологи. Полоса косо расположенных складок рассматривается ими как диагональная перемычка, соединяющая структуры южной и восточной окраин Ферганы.

В. И. Попов предполагает в Фергане несколько таких перемычек, протягивающихся, например, от района Майли-су к Избаскенту и далее на юг, затем от юго-западного конца Наманганской антиклинали до Каратау. На основе представления о структуре «конского хвоста» западного Тянь-Шаня В. И. Попов заключает, что в случае более молодых поднятий дислокации имеют направление не параллельное окраине депрессии, а несколько диагональное. К такому заключению приходит и О. А. Рыжков, по данным которого простираение более молодых тектонических зон Ферганы относительно такового же древних, как правило, немного повернуто против часовой стрелки.

Представления о корытообразной форме Ферганы в последнее время оспариваются некоторыми геофизиками, которые считают, что палеозой в ее центральной части несколько приподнят. Наибольшие глубины его залегания находятся, по их мнению, ближе к прибортовым частям Ферганской впадины. В частности, Н. В. Эпштейн намечает три приадырные впадины, в которых глубина залегания палеозоя составляет около 4 км. Он же указывает на существование широтной полосы повышенных отметок силы тяжести между впадинами. По его мнению, эта полоса может быть связана с антиклинальными поднятиями; глубины до палеозоя достигают здесь 3 км.

Перейдем теперь к представлениям о складчатости мезо-кайнозойских отложений, выполняющих впадину.

Наиболее полная сводка данных по этому вопросу имеется у О. С. Вялова, который рассматривает мезо-кайнозойские складчатые формы во внешней (4-й) и внутренней (5-й) зонах своей схемы (см. выше).

Складки внешней зоны представляются О. С. Вяловым как узкие и крутые антиклинали и синклинали небольшого размера, обычно асимметричные, которые осложняют моноклинально падающие внутрь Ферганы мезо-кайнозойские комплексы и располагаются в виде неправильного кольца вдоль палеозойского обрамления и барьерных гряд; ядра антиклиналей сложены вскрытым эрозией палеогеном (откуда название «открытые структуры») или более древними образованиями вплоть до палеозоя.

Складки внутренней зоны расположены, по О. С. Вялову, ближе к центральной части впадины, в зоне адыров, и представляют собой пологие брахиантиклинали более крупного размера, в строении которых принимают участие неоген-древнечетвертичные породы. Поскольку палеоген в этих складках находится на значительной глубине, они называются «закрытыми структурами».

Многолетними буровыми работами было установлено, что при переходе из слоя в слой сводовые перегибы мезо-кайнозойских складок непрерывно и иногда на большие расстояния смещаются. Это явление было названо перекатыванием осей складок; оно не раз обращало на себя внимание геологов.

В. И. Попов связывает перекатывание осей с различиями в мощностях осадков на крыльях складок. По его мнению, крылья антиклиналей, обращенные внутрь Ферганы, характеризуются увеличенными мощностями. По этой причине, в процессе длительного формирования антиклиналей, которое происходило одновременно с накоплением осадков, сводовые перегибы в более молодых слоях последовательно перемещались также внутрь Ферганы, в сторону падения более пологих крыльев.

О. А. Рыжков в объяснении перекатывания осей большую роль приписывает рельефу. Он считает, что во время этапов эрозии гипсометрически наиболее высокие точки в складках смещались в сторону их пологих крыльев. Затем они перекрывались чехлом более молодых осадков и при новом усилении тектонических движений вызывали в этих осадках появление соответственно смещенных изгибов.

А. А. Воробьев обращает внимание на различия в величине и направленности перекатывания оси даже в одной структуре. Он рассматривает перекатывание как результат различных соотношений подъема тех или иных частей структуры и подъема горных цепей и различает положительное перекатывание, когда ось смещается в направлении сноса материала — во впадину, и отрицательное, направленное в сторону периферии.

Последние соображения по затронутому предмету мы находим у О. А. Рыжкова (1951). Среди брахиантиклиналей внутри впадин он выделяет одноосно- и двуслопоскостные структуры, для которых соответственно характерными являются полный и неполный структурно-литологические типы разрезов. В одноосноплоскостных структурах явление перекатывания оси ведет к возникновению осевой плоскости, дугообразно выпуклой в сторону пологого крыла; в этом случае величина перекатывания достигает 60% мощности отложений, слагающих складку. В двуслопоскостных складках перекатывание сопровождается смещением осей, отчего несовпадение сводовых изгибов в разновозрастных свитах достигает по величине 370% мощности.

Вопросы происхождения мезо-кайнозойских складок Ферганы в той или иной мере затрагивались неоднократно, но специально ими стали заниматься только в последнее время. По этой причине в их объяснении нет установившегося единства мнений, и различными исследователями они истолковываются по-разному.

А. С. Аделунгом (1936, 1939) было установлено, что в северных предгорьях Ферганы разломы и перемещения по ним отдельных палеозойских блоков и чешуй обусловили образование структур мезо-кайнозойского покрова, тектоника которого является, таким образом, пассивной.

Н. В. Иванов также констатирует, что мезо-кайнозой в своем залегании ясно следует плану складчатости более древних пород. В дислокациях неогеновых отложений Нанайской впадины он видит серию складок, в осевых плоскостях которых имеют место продольные надвиги.

В. И. Попов (1938,) связывает дислокации мезо-кайнозоя с глыбо-

выми движениями фундамента. По его мнению, крупные разломы, отчетливо выраженные среди консолидированных массивов палеозоя, в рыхлых покровах часто превращаются в моноклинальную флексуру или антиклинальную складку. В качестве примера он приводит некоторые структуры Северной Ферганы.

С еще большей определенностью по поводу генезиса мезо-кайнозойских складок высказывается Д. П. Резвой (1948). Он считает, что адыры Южной и Северной Ферганы обязаны своим происхождением движению блоков палеозойского фундамента вдоль разломов. Положительные структуры Южной Ферганы он именуется поднятиями, рубцовыми складками, которые находятся на продолжении флексур и разломов. Объясняя этим путем причину возникновения мелких складчатых форм, у которых оба крыла крутые, он без доказательств допускает движение блоков сначала в одном, потом в другом, обратном, направлении.

С иных позиций к толкованию генетических вопросов подходят другие исследователи.

А. В. Пейве рассматривает мезо-кайнозойскую складчатость как пример подчиненной складчатости, но связывает ее в то же время с вздуванием палеозойского ядра, которое облекалось мезо-кайнозоем, или с передвижением массивов палеозоя.

По С. С. Шульцу (1936, 1937) новейшие тектонические движения выражены в складчатых дислокациях мезозойских и третичных отложений и в крупных разломах, ограничивающих впадину. Складчатые дислокации, охватывающие как впадины, так и хребты Тянь-Шаня, не могут рассматриваться как следствие глыбовой тектоники. Разрывы являются лишь производными общего складчатого процесса.

В предгорьях С. С. Шульц (1943) выделяет в мезо-кайнозое крутые складки, обусловленные вздергиванием слоев у тектонических контактов с палеозоем. Интенсивная же складчатость внутри межгорных впадин рассматривается им как складчатость скольжения с изгибом. С его точки зрения, она характерна для районов, где мощность мезо-кайнозойских осадков измеряется километрами и где характер складчатости определяется особенностями именно этой рыхлой, впервые сминаемой толщи, а не зависит всецело от более древнего субстрата.

Позднее С. С. Шульц (1948) приходит к выводу о преобладающей роли пологих складчатых волн в новейшей тектонике, в строении которых участвуют и палеозой, изгибающийся всей своей массой, и облекающий его мезо-кайнозой; изгибы палеозоя устанавливаются им по древним поверхностям денудации. Складчатые волны фигурируют у С. С. Шульца под названием «складок основания». Они характеризуются весьма разнообразными размерами, местами несимметричны и имеют в таких случаях одно крутое крыло, осложненное разрывами. Последние обычно выклиниваются в стороны погружения шарниров складок, где появляется периклинальное залегание покрова. Примеры складок основания С. С. Шульц видит на некоторых структурах как Южной, так и Северной Ферганы.

Одновременно он обращает внимание на явления межпластовых передвижек внутри мезо-кайнозойской толщи и по ее контакту с палеозоем. Эти явления обычно сочетаются с интенсивной складчатостью. На этом основании С. С. Шульц считает их причиной складкообразования. Последнее, однако, имеет местное распространение и подчиненное значение. Складки такого происхождения (по С. С. Шульцу, покровные складки) возникают в самых крутых частях крупных складок основания и обусловлены гравитационными напряжениями, определившими самостоятельное движение (скольжение) покрова от размытых ядер антиклинальных поднятий в мульды синклинальных впадин.

Перейдем к последнему в нашем очерке вопросу — к представлениям о развитии мезо-кайнозойских складок Ферганской впадины. Как и в отношении генезиса, в решении этого вопроса мнения различных исследователей не одинаковы. Они группируются вокруг двух точек зрения, из которых одна рассматривает складчатый процесс как явление длительное, а другая связывает развитие складок с кратковременными фазами складчатости, устанавливаемыми по угловым несогласиям.

Первое угловое несогласие в мезо-кайнозойской толще (между юрой и мелом) было обнаружено еще В. Н. Вебером. Позднее оно отмечается в ряде работ Н. В. Шабарова, П. А. Шехтмана, Е. А. Кочнева и других геологов, которые отнесли его возникновение за счет фазы складчатости. Затем появились данные о несогласиях в других местах стратиграфического разреза, и, таким образом, возник среднеазиатский канон складчатости.

П. А. Шехтман (1935) на основании изучения триасовых и юрских отложений Южной Ферганы устанавливает четыре фазы тихоокеанской складчатости.

Н. П. Васильковский (1933 и др.) по местным угловым несогласиям намечает для постплиоценового времени четыре фазы альпийской складчатости. В более поздней работе он сокращает число фаз до трех и для Ферганы в целом условно выделяет: 1) сохскую фазу, определяющуюся несогласным залеганием сохских конгломератов на третичных отложениях и, повидимому, соответствующую валахской фазе канона Штилле; 2) самгарскую фазу, вскрываемую несогласием свит *C* и *D* и 3) супетаускую фазу, установленную по несогласию между свитами *D* и *E*. Одновременно он замечает, что трудно и, пожалуй, невозможно говорить о всеобщих тектонических фазах альпийской складчатости в Фергане, так как скорее это был единый процесс, развивавшийся во времени и пространстве.

О. С. Вялов (1938, 1939) рассматривает и обобщает имеющиеся на этот счет материалы по всей Средней Азии и намечает пять фаз складчатости, которые, по его мнению, являются характерными для мезо-кайнозойской истории: 1) индосинийскую, между низами верхнего триаса и лейсом или рэтом; 2) верхнеюрскую, которая может соответствовать донецкой, адыгейской, или андийской; 3) предбактрийскую, после отложения кирпично-красной свиты массагетского яруса; 4) предсохскую (или послепредбактрийскую) и, наконец, 5) послесохскую фазу складчатости.

Изложенные представления о ходе складчатого процесса неоднократно подвергались справедливой критике со стороны С. С. Шульца, В. И. Попова и других геологов, которые дали более стройную картину развития мезо-кайнозойских складок.

С. С. Шульдц приходит к заключению, что в областях общего опускания и аккумуляции осадков развивающийся складчатый процесс может и не вызвать углового несогласия, так как требующийся для этого размыв здесь отсутствует. На его взгляд, складчатые процессы шли непрерывно, и там, где аккумуляция сменялась денудацией, образовался ряд местных угловых несогласий, которые, конечно, не могут быть объяснены фазами.

В. И. Попов (1938,) указывает на широко распространенные в Фергане факты перехода несогласного залегания в согласное и считает их доказательством возможности тектонических движений без возникновения перерывов и угловых несогласий. Он говорит о «сингенетической складчатости опускания» и перечисляет признаки движений, протекавших одновременно с накоплением осадков, как, например, различия мощностей и фациального состава в антиклиналях и синклиналях, различия в степени дислоцированности молодых и более древних отложений в одной структуре и т. д.

В последней сводке С. С. Шульц (1948) резюмирует свои представления и дополняет их новыми данными. Он подчеркивает, что угловые несогласия в описываемой области не имеют регионального распространения и значения, и разбирает возможные случаи их возникновения или отсутствия при длительно развивающихся складчатых процессах, одновременных с осадконакоплением. Описывая строение некоторых антиклинальных структур с точки зрения структурно-фациального анализа, он говорит о консеквентности (унаследованности) их развития в течение мезо-кайнозоя.

Доказательством этого он считает погоризонтное уменьшение мощностей осадков и их погрубение в направлении сводов антиклиналей. С. С. Шульц вводит понятия конседиментационной и постседиментационной складчатости, подразумеваемой под этим складчатость, соответственно одновременную и неодновременную накоплению осадков. Складки основания он называет образованиями конседиментационными; покровные складки относит к категории постседиментационных образований.

На основании изложенных в настоящем очерке точек зрения различных исследователей строение Ферганы может быть представлено таким образом.

Фергана как структура состоит в общем из двух частей — «собственно» впадины, выполненной мезо-кайнозойскими осадками, и ее горного обрамления, включающего в себя Кураминско-Чаткальское, Туркестано-Алайское и Ферганское поднятия складчато-глыбового или глыбового строения.

В таком виде контуры этой структуры были заложены в меловое время. Собственно впадина, обладавшая первоначально более крупными размерами, в ходе развития области непрерывно прогибалась и одновременно сокращалась в размерах за счет поднятия обрамления и продвижения его отдельных блоков. Этот процесс осложнялся формированием более мелких поднятий и прогибов как в обрамлении, так и в самой впадине.

Выполняющие впадину мезо-кайнозойские отложения собраны в ряд разнообразных складок, которые в своем простирании следуют палеозойскому обрамлению и располагаются на большей площади Ферганы (исключая ее восточную часть) в общем кольцеобразно. Этим самым, с морфологической точки зрения, они характеризуют впадину в целом как кольцевую структуру.

Среди складок отдельными авторами различаются в основном три генетических типа — складки основания, складки покрова и рубцовые складки. По вопросам их происхождения и развития нет установившегося единства мнений. Одни авторы ведущим фактором считают складчатый процесс как таковой, другие большую роль в образовании складок приписывают действию разломов фундамента. Одни, повидимому, большинство, считают процесс образования складок явлением длительным, одновременным с накоплением осадков, другие связывают развитие складок с кратковременными фазами складчатости, устанавливаемыми по угловым несогласиям в мезо-кайнозое.

В последующих главах мы с возможной подробностью рассмотрим мезо-кайнозойские структуры Ферганской впадины, пытаясь осветить эти вопросы и подойти к пониманию Ферганы как структуры и к ее тектоническому районированию.

Характеристика типов мезо-кайнозойских структур будет дана по трем естественным зонам Ферганы, соответственно занимающим предгорья Кураминско-Чаткальской, Ферганской и Туркестано-Алайской зон палеозойского обрамления.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ПРЕДГОРИЙ КУРАМИНСКОГО И ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТОВ

Мезо-кайнозойские структуры предгорий Кураминско-Чаткальского палеозойского обрамления расположены на правом берегу р. Сыр-Дарьи, в полосе от г. Ленинабада до г. Уч-Кургана. Детально они изучались нами в Коксарек-Сумсарском и Алмас-Гурумсарайском районах. В других районах они были осмотрены бегло, и их описание приводится с привлечением литературного материала. Описанию структур по каждому району предшествуют необходимые для их понимания краткие сведения по стратиграфии.

1. КОКСАРЕК-СУМСАРСКИЙ РАЙОН

Район находится в бассейне рр. Сумсара и Коксарека на площади между кишлаками Гава, Алабука и Кассансай (фиг. 1, № 7). С северо-запада он ограничивается основным массивом Кураминско-Чаткальского палеозойского обрамления, с востока к нему примыкает Баястанский палеозойский барьер (по О. С. Вялову), южнее начинается крупный синклинальный прогиб неправильной формы, отделяющий описываемый район от Алмас-Гурумсарайской и Кассанской антиклиналей (см. ниже).

В тектоническом отношении описываемый район представляет собой крупное антиклинальное поднятие, вытянутое с юго-запада на северо-восток; оно является как бы продолжением Баястанского барьера. В ряде мест поднятие осложнено дополнительными антиклинальными и синклинальными складками и разрывами. В современном тектоническом рельефе последние выражены с большей резкостью, чем само поднятие.

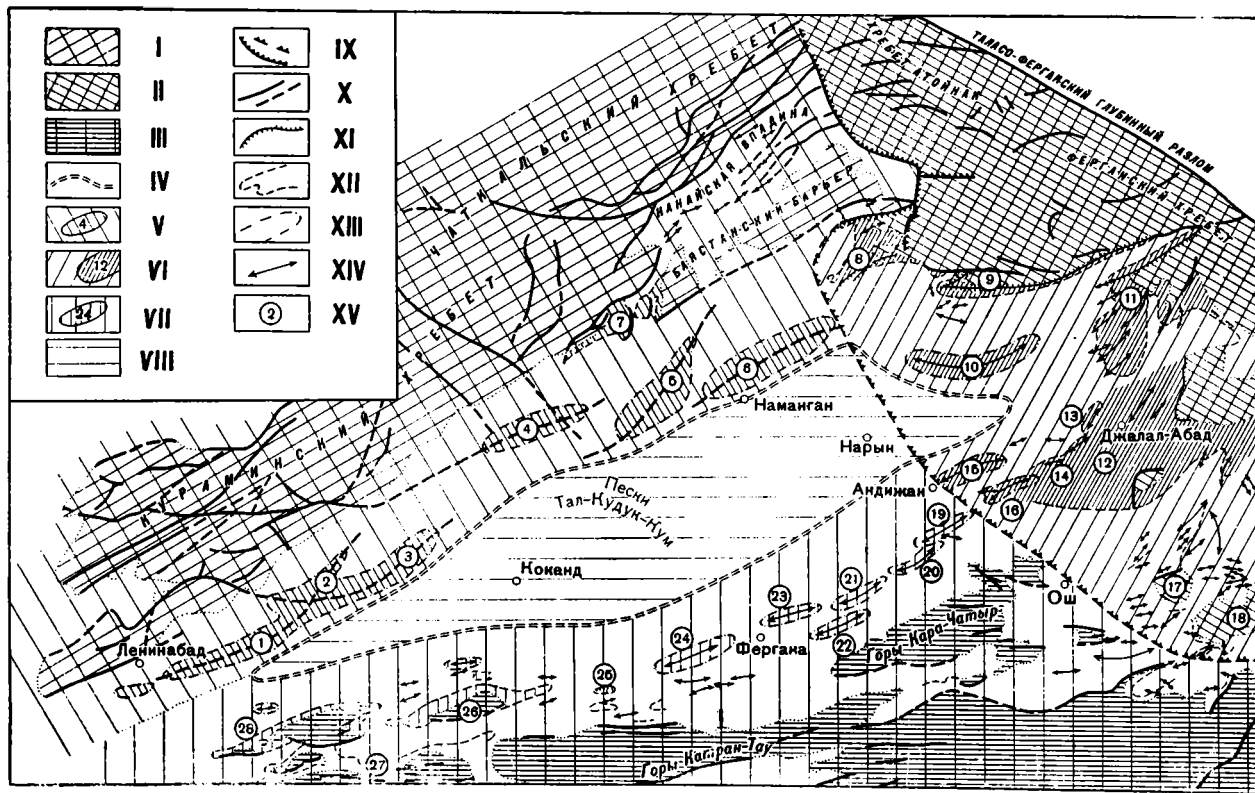
Наиболее древними породами, принимающими участие в строении района, являются темносерые пелитоморфные известняки девона, пермские порфириды, туфогенные песчаники и туфоконгломераты темносерой и фиолетовой окраски с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев. Перечисленные породы дислоцированы весьма интенсивно и образуют многочисленные мелкие складки с изменяющимися простираниями и крутыми падениями крыльев. В виде небольших массивов они обнажаются в ядрах дополнительных антиклиналей.

На размытой поверхности палеозойских пород с угловым и азимутальным несогласием залегает немая красноцветная толща конгломератов, песчаников, мергелей и известняков, которая рядом исследователей отнесена к мелу. Вместе с палеозойскими образованиями она занимает ядро и свод антиклинального поднятия в целом.

Стратиграфически выше следует толща известняков, мергелей, конгломератов и глин с обильной фауной палеогена. На меловых отложениях эта толща залегает согласно и связана с ними постепенными фациальными переходами. Стратиграфия ее подробно разработана О. С. Вяловым, выделившим в ней 8 ярусов.

Мезо-кайнозойский разрез района венчается мощным комплексом грубообломочных отложений неоген-древнечетвертичного возраста. Последние залегают на палеогене согласно, но местами между ними констатированы небольшие угловые несогласия. Неоген-древнечетвертичный комплекс и палеоген занимают в основном северо-западную и юго-восточную части района, соответствующие крыльям поднятия.

Наибольшая мощность мела, палеогена и неоген-древнечетвертичного комплекса достигает соответственно 290, 170 и 2000 м. Однако в пределах района мощность отдельных горизонтов на некоторых структурах значительно изменяется. Точно так же изменяется и фациальный состав.



Фиг. 1. Схема тектонического строения Ферганской впадины (составил А. И. Суворов, 1950 г.).

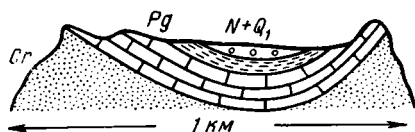
I — Кураминско-Чаткальское палеозойское обрамление; *II* — Ферганское палеозойское обрамление; *III* — Турнестано-Алайское палеозойское обрамление; *IV* — граница погружения фундамента примерно до глубины 4—4,5 км от дневной поверхности; *V* — зона флексурных складок в мезо-кайновое; *VI* — зона складок облекания и складок срыва в мезо-кайновое; *VII* — зона флексурных складок и складок срыва в мезо-кайновое; *VIII* — центральная зона неясного, вероятно, складчатого строения; *IX* — Восточно-Ферганский глубинный разлом, его ветви и след на дневной поверхности; *X* — разломы палеозойского обрамления и фундамента, установленные и предполагаемые; *XI* — поддвиги и межпластовые надвиги; *XII* — контуры складок по выходам кровли морского палеогена на поверхности; *XIII* — условные контуры складок в неоген-древнечетвертичных отложениях; *XIV* — оси антиклиналей; *XV* — номера складок, упоминаемых в тексте.

Как увидим из дальнейшего, это связано с длительным развитием некоторых структур.

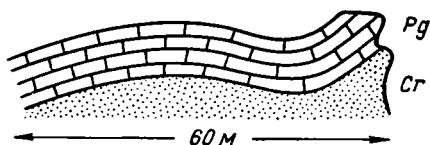
Описание тектонических структур

Мезо-кайнозойские структуры, осложняющие Коксарек-Сумсарское антиклинальное поднятие, нередко относятся к категории обыкновенных складок и под таким названием описываются в ряде работ. При этом их происхождение обычно связывается с перемещениями палеозойских образований.

А. С. Аделунг, например, считает, что в районе Коксарека и Сумсара третичные отложения образуют весьма интенсивную складчатость, возникшую в результате напора со стороны палеозойских глыб в условиях срыва и скольжения комплекса пластичных осадков мезо-кайнозоя с палеозойского фундамента.



Фиг. 2. Схематический разрез синклинали по правому берегу р. Коксарека. Вид на юго-запад.



Фиг. 3. Складчатость в разрезе левого борта р. Коксарека.

Полностью соглашаясь с представлением о тесной зависимости мезо-кайнозойских складчатых структур от глыбовых движений, мы в то же время хотели бы обратить внимание на две стороны этой зависимости, которые вытекают из рассмотрения нижеприводимых фактических данных о характере складчатых структур и разрывов.

Складчатые структуры. Дополнительные складки района весьма своеобразны. Антиклинали обладают более правильной формой, тогда как синклинали расплывчаты и не имеют правильной формы. Ориентировка складок, особенно синклиналей, изменчива и колеблется в широких пределах. В западной половине района в простирании складок сказывается влияние основного массива палеозойского обрамления, в восточной — влияние Баястанского барьера.

В западной половине района наиболее крупной структурой является Теньгинская антиклиналь. Ее ядро слагается пермскими вулканическими и осадочными породами; на крыльях обнажены красноцветные отложения мелового возраста, известняки и глины палеогена и более молодые обломочные породы. Ось в виде дугообразной линии простирается в северо-восточном направлении и обрамлена выпуклостью к юго-востоку. Длина антиклинали достигает 15 км, ширина по кровле сумсарских глин — 6,5 км. Северо-западное крыло узкое и наклонено под углом до 65°; оно осложнено продольным разрывом, наблюдаемым в ряде мест в контакте палеозойского ядра с мелом. Юго-восточное крыло значительно более широкое и наклонено вблизи ядра под углом 20—40°; здесь констатировано угловое несогласие внутри меловых отложений. К северо-востоку шарнир Теньгинской антиклинали погружается и на левом берегу р. Коксарека отчетливо видно ее периклинальное замыкание. К юго-западу антиклиналь под некоторым углом подходит к палеозойскому обрамлению и по разрыву соприкасается с ним своим ядром.

С северо-запада к Теньгинской антиклинали примыкает небольшая синклинали, зажата между ее ядром и палеозойским обрамлением.

Синклиналь асимметричная, несколько наклоненная к юго-востоку. На правом берегу р. Коксарека ее крылья по известнякам палеогена падают на ЮВ $130^\circ \angle 60-65^\circ$ и на СЗ $300^\circ \angle 30^\circ$; днище пологое, выстилаемое горизонтально лежащим неогеном (фиг. 2). Северо-западное крыло там, где оно близко подходит к обрамлению, часто встает на голову и местами опрокидывается к юго-востоку, испытывая при этом значительное дробление. Юго-восточное крыло на большем расстоянии остается неизменным, но по Коксареку осложняется мелкими складочками (фиг. 3) и на центриклинальных окончаниях резко выкручивается. Здесь синклиналь сильно сжата. В целом она относится, по видимому, к категории складок, отмеченных А. С. Аделунгом.

К юго-востоку от Теньгинской антиклинали пласты меловых и палеогеновых отложений довольно быстро выполаживаются и принимают горизонтальное положение. Затем они приобретают слабый наклон в противоположном, северо-западном, направлении и начинают полого воздыматься, образуя плоскую и широкую (до 6 км) мульду. После этого они резко, как бы ломаясь, перегибаются и круто, почти вертикально, начинают падать в восточных румбах, образуя новую, Сумсарскую, антиклиналь.

Сумсарская антиклиналь имеет ширину 1—2 км и прослеживается на расстоянии около 15 км; ось ее простирается в общем меридионально, но в плане дугообразно изогнута выпуклостью к востоку в соответствии с изогнутостью оси Теньгинской антиклинали. Ядро антиклинали слагается в основном красноцветными меловыми отложениями, среди которых выступает небольшой палеозойский массив; в строении крыльев участвует палеоген и местами неоген. Западное крыло на значительном расстоянии сохраняет обычные углы падения в $10-15^\circ$, лишь вблизи палеозойского массива они увеличиваются до 35° , а на южном окончании складки в известняках палеогена — до 80° . Восточное крыло поставлено вертикально и местами опрокинуто к востоку; вблизи ядра оно частично разрушено проходящим здесь крупным продольным взбросом; по мере удаления от ядра крыло быстро выполаживается. Шарнир антиклинали испытывает волнистые перегибы. От кишлака Варзык до Абичек-Сая (на северо-восток) он воздымается, затем мы видим некоторое погружение его, на что указывает сближение крыльев складки на правом берегу р. Сумсара до образования периклиналиного замыкания в меловых отложениях; еще дальше, уже на север, новое воздымание приходится на палеозойский массив в ядре антиклинали, после которого шарнир снова начинает погружаться с образованием северной периклинали; последняя частично срезана вышеотмеченным взбросом.

Все сказанное относительно Сумсарской антиклинали указывает на специфичность ее строения. Бросаются в глаза флексурная форма этой антиклинали и ее резкость, контрастно выступающая на фоне полого залегающих отложений в участках вокруг нее. Обращает на себя внимание и небольшая ширина антиклинали при весьма значительной длине. Укажем, наконец, что близ своего ядра антиклиналь в поперечном разрезе более напоминает небольшой односторонний горст, в котором мезо-кайнозойские породы наклонены вместе со своим основанием на одном крыле и вздернуты в местах проявления взброса — на другом. Лишь в отдалении от ядра к югу и северу горстовая форма складки утрачивается, и в покрове появляются периклиналиные замыкания. Несомненно, что Сумсарская и сходная с ней Теньгинская антиклинали не могут отождествляться со складками, возникающими в условиях срыва и скольжения мезо-кайнозойских отложений.

С переходом в более восточные части описываемого района характер мезо-кайнозойских структур несколько видоизменяется. Если рассмотренные выше складки западной части вытягивались на значительные

расстояния и были дугообразно выгнуты к юго-востоку и востоку, то здесь они становятся более короткими, а их ориентировка более изменчивой; следуя контурам юго-западного окончания Баястанского барьера, складки восточной части скорее выгибаются к западу и юго-западу.

Вместе с тем некоторые из складок также имеют характер односторонних горстов, как, например, Караункурская антиклиналь (фиг. 4). В ее ядре выступают два палеозойских массива; свод, крылья и периклинали сложены породами мела и палеогена. Длина антиклинали достигает 8 км, ширина по кровле туркестанских известняков — 4 км. Западное крыло, наклоненное под углом 10—15°, довольно широкое; восточное крыло близ южного массива палеозойских пород нарушено продольным взбросом, местами поставлено на голову и представляется очень узким. Шарнир антиклинали волнистый и дважды выгибается вверх на выходах палеозойских массивов; затем он погружается в северном и южном направлениях, где по горизонтам палеогена мы видим замыкание складки. На южной периклинали отложения залегают более полого; северная периклинали нарушена рядом взбросов значительной амплитуды.



Фиг. 4. Схематический разрез Сумсарской и Караункурской антиклиналей.

1 — мезо-кайнозой; 2 — палеозой; 3 — разрывы.

Р а з р ы в ы. Охарактеризованные складчатые структуры как западной, так и восточной части описываемого района тесно связаны с разрывами. Одни из разрывов (типа взбросов или крутых надвигов) образуют в мезо-кайнозойском покрове довольно интенсивно деформированные зоны, где проявляется мелкая складчатость. Другие (обычно взбросы) односторонне отграничивают крупные антиклинали от синклиналей, так что последние могут рассматриваться не только как складчатые формы, но и соответственно как приподнятые и опущенные крылья разрывов. Наконец, третья располагается на приподнятых участках, обычно на антиклиналях; сюда относятся мелкие сбросы, сдвиги, надвиги и взбросы, которые заметного влияния на тектонику района не оказывают.

Главнейшими нарушениями в районе являются три взброса — Северо-западный, Центральный и Восточный.

Северо-западный взброс проявляется в контакте основного массива палеозойского обрамления с мезо-кайнозойским покровом. Он прослежен от среднего течения Кассан-су до кишлака Теньги и несколько далее. Затем он переходит в палеозойское обрамление и протягивается почти до кишлака Гава. На этом отрезке от взброса отщепляется под острым углом более мелкий и плохо обнаженный разрыв, вероятно, тоже взброс, который ограничивает с северо-запада ядро Теньгинской антиклинали.

Общая длина Северо-западного взброса несколько превышает 20 км. Направление его северо-восточное. Сместитель наклонен с различной крутизной к северо-западу. В узкой приконтактовой полосе вдоль сместителя мезо-кайнозойские породы характеризуются крутым наклоном, нередко стоят на головах или опрокинуты к юго-востоку; местами они брекчированы, рассланцованы и пересекаются многочисленными зеркалами скольжения. Вместе с тем в зоне взброса, между обрамлением и ядром Теньгинской антиклинали, проявляется мелкая складчатость.

В современном эрозионном срезе отложения мезо-кайнозойского

покрова соприкасаются по сместителю взброса с палеозоем различными своими горизонтами, представленными то мелом, то палеогеном, то неогеном. Это позволяет определить стратиграфическую амплитуду взброса, достигающую 200—250 м.

Центральный взброс выглядит несколько иначе. Он приурочен к крутому восточному крылу Сумсарской антиклинали и служит границей между западной и восточной частями района. Длина его достигает 9 км, простирание криволинейное, согласное с простиранием оси вышеупомянутой антиклинали; сместитель круто наклонен к юго-западу и западу; западное крыло значительно приподнято, восточное опущено, отчего взброс хорошо выражен и в современном рельефе.

На всем своем протяжении Центральный взброс четко определяется стьком палеозойско-мелового ядра Сумсарской антиклинали с различными третичными горизонтами ее подмятого крыла. Вдоль сместителя взброса известняки палеогена интенсивно вздернуты кверху. Они вытягиваются в виде прерывистых полос или разбиты на крупные глыбы (20—30 м), между которыми располагаются смятые в мелкие складки ключья зеленых и малиновых глин. Нередко в отложениях палеогена наблюдаются по-слойные течения, отчего мощность наиболее пластичных горизонтов значительно изменяется. В отдельных местах палеоген напело срезан, и ядро складки соприкасается с пластами неоген-древнечетвертичного комплекса. Последние близ сместителя взброса падают также круто, но затем быстро выполаживаются и залегают спокойно.

Максимальная стратиграфическая амплитуда Центрального взброса отмечена у палеозойского массива ядра складки, где она исчисляется в 200—250 м. Отсюда в направлении на юг и на север, по мере увеличения мощности мезо-кайнозойского покрова, амплитуда резко сокращается. На южном окончании Сумсарской антиклинали, где мощность покрова возрастает примерно до 400—500 м, амплитуда снижается до нуля и разрыв как бы затухает. На северном окончании, где покров имеет меньшую мощность, взброс еще проявляется и приводит в соприкосновение малиновые глины палеогена с неогеном. Очевидно, характер его проявления на дневной поверхности определяется мощностью покрова. Кажущееся затухание взброса в южной периклинали не говорит о его затухании на глубине; в палеозойском фундаменте этот разрыв также, по видимому, проявляется на значительном расстоянии. Не случайно поэтому его расположение между восточной и западной частями района, которые отражают влияние двух палеозойских блоков — Баястанского барьера и ядра Теньгинской антиклинали.

Последний из упомянутых разрывов — Восточный взброс — в общих чертах сходен с Центральным. Он проходит в крутом восточном крыле Караункурской антиклинали и также захватывает палеозойский фундамент. Максимальная стратиграфическая амплитуда его достигает 150 м. Ширина зоны смятия в мезо-кайнозое не превышает 50 м.

Суммируя изложенные фактические данные о характере складчатых структур и разрывов Коксарек-Сумсарского района, мы можем отметить следующее.

Дополнительная складчатость, осложняющая антиклинальное поднятие района, имеет здесь в общем незначительную интенсивность и характеризуется, как правило, небольшими углами падения мезо-кайнозойских отложений. Исключение составляют лишь отдельные сравнительно узкие зоны вблизи тектонических контактов, где мезо-кайнозойские отложения резко выкручиваются.

В таких зонах, например, вдоль Северо-западного взброса, мезо-кайнозойские отложения несут на себе следы интенсивного сжатия с образованием мелких и крутых складок, возникших под напором палеозой-

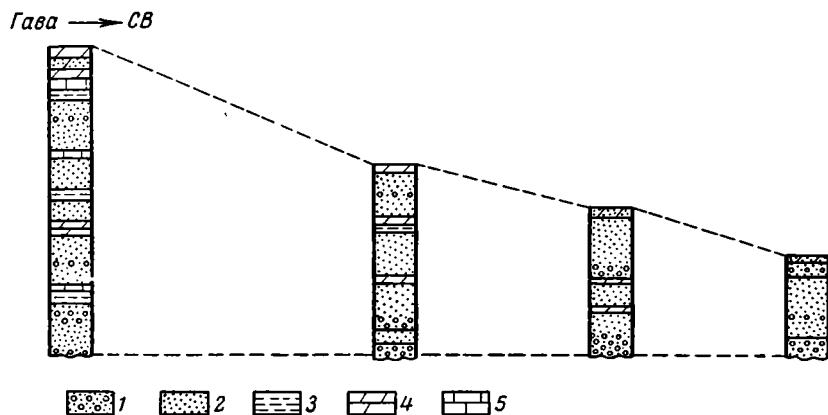
ских блоков в условиях местных межпластовых передвижек. Пример такой складчатости приводится А. С. Аделунгом.

Однако более часто в районе наблюдаются своеобразные простые складки, например, Сумсарская и Караункурская антиклинали, механизм образования которых совсем иной. Антиклинальные складки характеризуются асимметричной флексуобразной формой с полого наклоненным одним крылом и круто поставленным другим. В крутых крыльях проходят продольные взбросы, которые затрагивают и мезо-кайнозойский покров, и палеозойский фундамент; эти взбросы неотделимы от складок. Интенсивность проявления взбросов зависит от мощности покрова, что позволяет предполагать их существование в фундаменте и под покровом, в периклинальных частях антиклиналей, где они в более молодых горизонтах не проявляются. Совместно с антиклиналями взбросы придают району в целом глыбовое строение. Это обстоятельство подчеркивается разнообразной (не линейной) ориентировкой складок и взбросов и их мозаичным расположением. Но особенно наглядно оно в разрезах через обнаженные палеозойские ядра антиклиналей, в которых антиклинали более походят на односторонние горсты.

Все это позволяет сделать вывод, что складки описанного района отражают не типичный складчатый процесс в узком смысле этого слова, а являются результатом глыбовых, притом преимущественно вертикальных, движений фундамента.

Схема истории тектонических движений

История тектонических движений на территории Коксарек-Сумсарского района может быть восстановлена с мелового периода. В это время



Фиг. 5. Схема изменения меловых разрезов Коксарек-Сумсарского района.

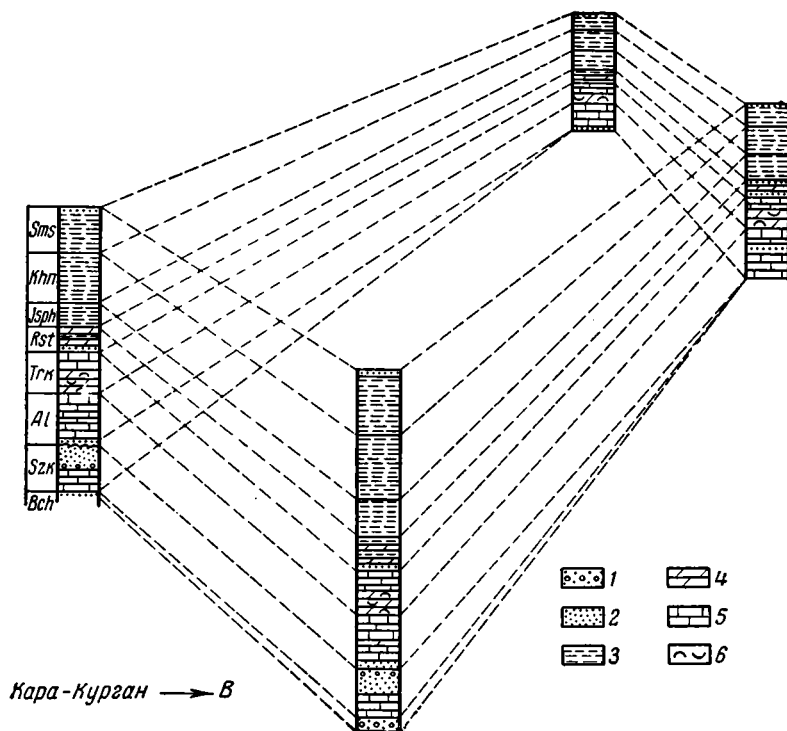
1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — мергель; 5 — известняк.

район располагался в краевой зоне Ферганской области прогибания и заполнялся прибрежно-морскими красноцветными отложениями (Барковская, 1938; Габрильян, 1948). Однако характер этих отложений — их состав, мощность, а также и самый процесс накопления — определялся не только расположением района в краевой зоне.

От кишлака Гава до выходов палеозоя на северо-востоке мощность меловых отложений сокращается (фиг. 5), а карбонатно-глинистые осадки постепенно сменяются в этом направлении песчаными и гравийно-галечными. Эти изменения происходят в направлении ядерной части Баястанского барьера. Очевидно, в меловое время этот последний уже существовал, испытывал относительный подъем и оказывал влияние на ход

накопления осадков. Факт присутствия углового несогласия в низах меловой толщи также подтверждает наш вывод о проявлении тектонических движений в процессе ее отложения.

В палеогене движения становятся более дифференцированными. Палеогенное море в первой половине своего существования далеко проникает на северо-запад, и его воды покрывают значительную часть палеозойского обрамления. На это указывают отсутствие значительных изменений известковых осадков по мере приближения к его современному краю и находки морской палеогеновой фауны в горных районах. Во второй половине существования палеогенового моря, в связи с начав-



Фиг. 6. Схема изменения мощностей палеогена Коксарек-Сумсарского района.

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — мергель; 5 — известняк; 6 — устричник.

шимся воздыманием Кураминско-Чаткальского обрамления, береговая линия этого моря значительно смещается к юго-востоку, ближе к его современному краю. Это находит отражение в резких колебаниях мощности накапливающихся глинистых осадков риштанского — сумсарского ярусов на территории района.

Возникший в предшествующий меловой период Байстанский барьер продолжает свое развитие и в том же унаследованном плане контролирует накопление палеогеновых осадков. Отдельные горизонты последних в направлении к его ядру, на северо-восток, показывают явную тенденцию к выклиниванию, а их суммарная мощность сокращается в два-три раза (фиг. 6). С другой стороны, незначительное уменьшение мощности разреза палеогена приходится и на центральную часть Коксарек-Сумсарского района. Последний вместе с Байстанским барьером составлял, повидимому, одно крупное поднятие.

Одновременно с этим в районе возникли некоторые дополнительные

складки, например, Караункурская антиклиналь, что сказывается в уменьшении мощности алайских известняков и туркестанских мергелей на своде южной периклинали упомянутой антиклинали и в уменьшении всего разреза палеогена на своде ее северной периклинали. Отложению осадков алайского века предшествовал некоторый размыв, который, вероятно, был связан с усилением тектонических движений.

Неоген-древнечетвертичное время ознаменовалось наиболее сильными движениями. Они обусловили весьма интенсивный подъем соседних горных сооружений и их раскалывание на глыбы и блоки. Море из пределов района отступает, и он заполняется мощным комплексом грубо-обломочных континентальных образований.

В современном эрозионном срезе последние довольно разрознены и по ним трудно судить о развитии отдельных структур района. Можно констатировать лишь продолжающееся развитие Баястанского поднятия, к центру которого на северо-восток из неоген-древнечетвертичного разреза выпадают самые нижние его части (например, красноцветная свита). В это время возникают остальные складки, которые глубоко видоизменяют поднятие и более резко выступают в тектоническом рельефе района.

2. АЛМАС-ГУРУМСАРАЙСКИЙ РАЙОН

Район расположен юго-юго-западнее Коксарек-Сумсарского поднятия и отстоит от палеозойского обрамления на значительном расстоянии (фиг. 1, № 4). В геологическом отношении он представляет собой крупную брахиантиклиналь, вытянутую в северо-восточном направлении и сложенную неоген-древнечетвертичными отложениями. Брахиантиклиналь не параллельна обрамлению и в простирации расходится с ним на некоторый угол. Если мысленно продолжить ее к юго-западу, она выйдет на край обрамления между кишлаками Ашабой и Шайданом. Заметим, что в этом пункте между упомянутыми кишлаками заканчивается широтный Баштавакский разлом, хорошо выраженный в палеозое.

Брахиантиклиналь представляет собой одиночный выступ. Ближе к р. Сыр-Дарье предполагается, может быть, другое аналогичное поднятие, ныне размытое и не нашедшее отражения на современной поверхности. На это указывает тот факт, что в 8—9 км к югу от описываемого района П. Л. Антоновым и А. Н. Чекуновым в 1940 г. установлен отчетливый максимум силы тяжести, который находится между юго-западным окончанием Кассанской антиклинали (фиг. 1, № 5) и северо-восточным окончанием антиклинали Супе-тау (фиг. 1, № 3).

Некоторые сведения о рельефе и стратиграфии

Рельеф Алмас-Гурумсарайского района находится в полном соответствии с его антиклинальным строением. Район представляет собой довольно узкую гряду того же северо-восточного простираения, известную под названием Чуст-папского адыра. Эта гряда возвышается над уровнем р. Сыр-Дарьи на 500—600 м и прослеживается от Чуста до Ханабада. На юго-западном ее продолжении мы видим сначала несколько выровненный участок, а затем приподнятую и сильно расчлененную полосу, которая идет непосредственно до палеозойского обрамления. Абсолютные высоты гряды располагаются так, как показано на табл. 1 (см. ниже).

Из таблицы можно видеть, что отметки абсолютных высот возрастают в направлении на юго-запад, т. е. вниз по течению р. Сыр-Дарьи, и что северо-западная половина гряды значительно превышает по своей высоте юго-восточную половину (в среднем на 200 м). Размах превышения наиболее значителен в центральных частях брахиантиклинали и уменьшается в ее периклиналях.

Абсолютные отметки разных частей Чуст-папского адыра

№ п/п.	Названия водоразделов	Наибольшие отметки абс. выс. северо-западных точек гряды, м	Наибольшие отметки абс. выс. юго-восточных точек гряды, м	Превышение, м
1	Шоран—Джида	938,5	763,4	175,1
2	Мурульды—Тузлы	885,6	645,0	240,6
3	Тузлы—Маргузор	866,5	616,4	250,1
4	Маргузор—Алмас	849,1	589,4	259,7
5	Алмас—Гава	857,3	656,2	201,1
6	Гава—Чуст	748,6	617,6	131,0

Гряда со всех сторон окружена более или менее выровненной поверхностью, которая по мере приближения к ее краевым частям постепенно воздымается, приобретает наклон до 3—5° и затем обрывается. При этом образуются крутые и местами глубокие (до 50—70 м) спуски, особенно хорошо выраженные в юго-восточной половине гряды. За ними начинается центральная часть района, как бы окруженная огромными трамплинами.

Центральная часть имсет в плане грубо овальную форму и расчленена наиболее интенсивно. Она состоит из многочисленных небольших сопкок, разделенных массой ветвящихся сухих оврагов. На вершинах некоторых наиболее высоких сопкок сохранились реликты первичной выровненной поверхности, одновозрастной с поверхностью трамплинов.

В нескольких местах гряда прорезана поперечными сквозными долинами, главнейшими из которых являются саи Алмас, Маргузор, Тузлы, Мурульды и Джида. На склонах некоторых из них (Мурульды, Маргузор), а иногда и на водоразделах между ними на значительном расстоянии прослеживаются эрозионно-аккумулятивные террасы, расположенные на трех уровнях меняющейся высоты.

В центральной части максимальная высота третьей наиболее высокой террасы измеряется в 60—80 м. В направлении к юго-востоку (и местами к северо-западу) от осевой линии гряды, примерно совпадающей с осью брахиантиклинали, эта высота постепенно уменьшается. Точно таким же образом уменьшаются и высоты более низких террас. Все они, наконец, сливаются на одной выровненной поверхности, окружающей гряды. Очевидно, поверхности террас искривлены в общем плане с антиклинальным строением района и кривизна их различна: она возрастает от более низких (поздних) к более высоким (ранним) террасам. Это подтверждается и барометрическими кривыми (фиг. 7).

Неоген-древнечетвертичные отложения, принимающие участие в строении Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали, в течение целого ряда лет подвергались неоднократно и тщательному изучению. В результате было дано несколько стратиграфических схем, основывающихся либо на литологических отличиях отложений, либо на незначительных отличиях в их раскраске, либо на явлениях ритмичности.

Отложения имеют видимую мощность порядка 2 км¹. В упрощенном виде их можно рассматривать как состоящие из двух толщ — нижней и верхней.

Самые древние пласты видимого разреза слагаются глинами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, среди которых встречаются иногда известняковые мергели с микрофауной. Выше количество и мощ-

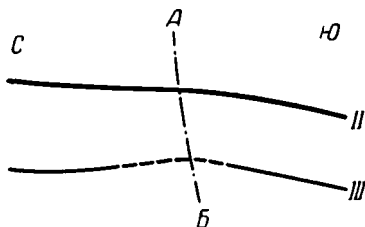
¹ Истинная мощность неоген-древнечетвертичного разреза превышает 3 км.

ность прослоев возрастают и в них местами появляются линзы гравия и рыхлого конгломерата. Наиболее мощный (до 20 м) пласт песчаника залегает в кровле нижней толщи.

Далее вверх по разрезу отложения постепенно, а местами резко, вновь становятся более тонкими. Верхняя толща начинается однообразными алевролитами с прослоями глин и тонкозернистого песчаника. Затем она постепенно начинает обогащаться прослоями грубозернистых песчаников и галечников, которые в верхах толщи становятся господствующими.

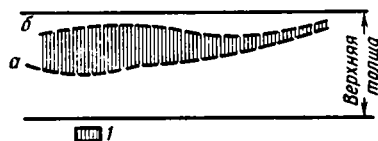
Из сказанного видно, что неоген-древнечетвертичный разрез дважды обогащался более грубым материалом: вблизи кровли нижней толщи и вблизи кровли верхней толщи. Повидимому, обе толщи соответствуют двум этапам или ритмам осадконакопления Алмас-Гурумсарайского района.

Юго-восточное крыло брахиантиклинали характеризуется увеличенными мощностями разреза, тогда



Фиг. 7. Схема изменения кривизны Алмас-Гурумсарайской террасы по поверхностям террас.

II — поверхность молодой террасы; III — поверхность более древней террасы; А—В — ось брахиантиклинали.



Фиг. 8. Схема изменения мощностей доперерывной и послеперерывной частей верхней толщи на северо-западном крыле Алмас-Гурумсарайской складки.

1 — выпавшая из разреза часть верхней толщи; а — видимая кровля доперерывной части; б — видимая подошва послеперерывной части.

как на северо-западном крыле мощности значительно уменьшены. Наибольшее сокращение претерпевает верхняя толща, мощность которой уменьшается на северо-западном крыле почти в два раза.

На юго-восточном крыле разрез непрерывный, и пласты равномерно выполаживаются в направлении от свода брахиантиклинали. На северо-западном крыле, характеризующемся уменьшенными мощностями, нами выявлено в верхней толще угловое несогласие, поверхности которого сечет различные пласты и в плане находится на одной, значительной по протяженности, линии. Величина углового несогласия, достигающая максимальных значений в центральных саях (50°), к периклиналям становится незначительной. Здесь появляется ряд более мелких несогласий, которые, наконец, затухают. Вместе с этим разрез верхней толщи, по мере их затухания, становится более полным (фиг. 8). Следовательно, полнота стратиграфического разреза находится в обратной зависимости от величины углового несогласия. Их соотношение определяется уровнем эрозионного среза и, повидимому, со временем меняется.

Некоторые горизонты неоген-древнечетвертичного разреза в отдельных частях брахиантиклинали также подвержены самым различным изменениям. В частности, в присводовых ее частях отложения песчаных пластов являются более грубыми и имеют меньшую мощность, в то время как в отдалении от свода они более мелкозернисты и имеют большую мощность.

Изменения в фациальном составе проявляются особенно наглядно при сравнении центральной части брахиантиклинали с ее периклиналями. На юго-западе, например, нижняя половина верхней толщи слагается в основном известковистыми глинами и содержит несколько маломощных прослоев известковистого мергеля; один из них, в 60—70 м стратиграфически выше кровли нижней толщи, отличается своей выдержанностью и про-

слеживается на несколько километров по периклинали. Однако распространение перечисленных разностей осадков к северо-востоку не идет далее сая Мурульды. В центральных саях отвечающие им по стратиграфическому положению породы характеризуются большими количествами песчаного материала, менее известковисты и не содержат обособленных прослоев мергелей, которые вновь появляются лишь восточнее сая Маргузор, уже на северо-восточной периклинали. Здесь они установлены в ряде мест выше и несколько ниже кровли нижней толщи. Таким образом, и в данном случае мы видим определенную связь осадконакопления со структурой.

Переходя к наиболее молодым горизонтам стратиграфического разреза района, а именно к террасовым отложениям, мы вновь сталкиваемся с теми или иными проявлениями этой связи. Террасовые отложения, залегающие непосредственно на переходных от верхней толщи слоях, представляют собой неправильное, линзовидное и косое переслаивание коричневатых песчано-галечниковых пород с лёссовидными суглинками, при существенно большем значении первых. В саях Маргузор, Мурульды и Тузлы, на далеком погружении юго-восточного крыла брахиантиклинали, низы этих отложений и верхи переходных слоев практически неотличимы и залегают в полном согласии. В направлении к обрывам трамплинов (ближе к своду складки) разница между ними усиливается, что достаточно хорошо иллюстрируется меньшим содержанием грубообломочного материала в переходных слоях; одновременно между ними появляется небольшое угловое несогласие. Последнее при дальнейшем движении к своду все более и более возрастает, что происходит параллельно нарастающему отличию в их составе и сопровождается уменьшением мощности террасовых отложений до нескольких метров. Очевидно, полнота разреза этих наиболее молодых отложений зависит, с одной стороны, от их положения на структуре, с другой стороны, от величины наблюдающегося в них углового несогласия.

Морфология и генезис брахиантиклинали

Алмас-Гурумсарайская брахиантиклиналь вытянута на расстояние до 30 км и имеет ширину около 9 км. В большей своей части, как уже указывалось, она характеризуется северо-восточным простиранием; лишь между саями Маргузор и Джабар ось ее испытывает некоторый изгиб и на небольшом участке простирается широтно. Периклинальные окончания вырисовываются вполне отчетливо. Шарнир складки более круто погружается на юго-запад. Ось несколько опрокинута к северо-западу.

Свод антиклинали пологий и занимает полосу шириной до 400 м. К юго-востоку от него неоген-древнечетвертичные слои наклонены под углом 20—25°; далее, по мере перехода от более древних слоев к молодым, они постепенно выполаживаются и принимают, наконец, горизонтальное положение. К северо-западу от свода углы падения на расстоянии 1,5—2 км увеличиваются до 60—80° и затем или сразу, или после некоторого выполаживания резко уменьшаются до 10—20°, обуславливая угловое несогласие, о котором мы упоминали выше.

Обращает на себя внимание различная степень дислоцированности отдельных участков брахиантиклинали. В ее краевой зоне, занимающей кольцо трамплинов, углы падения отложений не превышают 5—10°, на большей площади центральной части они исчисляются в 20—25°. Крутые углы падения мы видим только на северо-западном крыле, в узкой полосе между сводом складки и линией угловых несогласий. Эта полоса контрастно выделяется на фоне всех других участков, дислоцированных в общем слабо.

Молодые отложения, слагающие Алмас-Гурумсарайскую брахиантиклиналь, рассечены серией небольших нормальных и шарнирных сбросов и массой экзокинетических трещин. Все эти нарушения находятся в тесной связи со складкой и явились результатом неравномерных растягивающих усилий, возникших при ее подъеме. Приведем их краткую характеристику.

Шарнирные сбросы сосредоточены на пологом южном крыле Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали между саями Тузлы и Алмас, в той ее части, где она изгибается и приобретает широтное простирание. Сбросы прослежены нами на расстоянии до 3—5 км. Ближе к Тузлы-саю они характеризуются северо-западным простиранием и являются поперечными. На водоразделе саев Маргузор и Алмас сбросы простираются иначе: между осью складки и кровлей нижней толщи они тянутся с запада на восток, затем плавно изгибаются и веером расходятся к юго-востоку, где местами снова несколько сближаются.

В зоне контакта нижней и верхней толщ сбросы пересекают неоген-древнечетвертичные отложения на ряд ступенчато расположенных блоков, северо-восточные края которых почти всегда опущены. Между некоторыми нарушениями наблюдаются небольшие грабены. Амплитуда сбросов колеблется в довольно широких пределах (от 10 до 45 м).

Сместители сбросов в основном падают на юго-запад под углом 70—85°. Борозды в их плоскостях ориентированы, как правило, косо и имеют наклон к северо-западу или запад-северо-западу под углом 50—70°. Вблизи сместителей установлены зоны интенсивного дробления, ширина которых местами достигает 5 м. В них наблюдаются сравнительно тонкие трещины (до 10 см), выполненные белым, а во влажном состоянии серым перетертым материалом. Местами они представляют собой совокупность микросбросов, местами между ними видны линзовидные обломки или неправильные куски твердого песчаника, заключенные в развальцованной глине. Следуя основному направлению зоны дробления, трещины ветвятся, пересекаются и образуют сложное сплетение.

При переходе сбросов в нижнюю толщу на свод брахиантиклинали их амплитуда уменьшается почти до нуля и затем снова несколько возрастает (до 0,5—2 м). Одновременно с этим характер движения по сместителям их меняется. Если в зоне контакта нижней и верхней толщ юго-западные крылья сбросов (или северо-восточные края блоков) были опущенными, то здесь в ряде случаев они становятся приподнятыми. Сместители чаще сохраняют прежний наклон, но иногда меняют его на обратный. Борозды в их плоскостях на своде ориентированы почти горизонтально.

При переходе на юго-восток к более молодым отложениям многие из сбросов, как упоминалось, становятся поперечными. Их сместители приобретают криволинейность и наклоняются к северо-востоку под углом 60—80°. Амплитуда сбросов сокращается до 1,5 м. Местами сбросы затухают.

Во всех частях стратиграфического разреза сместители шарнирных сбросов обладают свойством ветвиться. С этой точки зрения можно выделить сбросы главные, которые зародились в первую очередь, и сбросы подчиненные, возникшие позднее. Последним подчинены, в свою очередь, еще более мелкие нарушения, которых мы не касались. Среди них различаются прямые и обратные сбросы с амплитудой от нескольких сантиметров до 0,5—1 м. Они ответвляются от более крупных, что хорошо можно видеть непосредственно в обнажениях. Повидимому, можно насчитать до 4—5 нарушений разных возрастов.

Шарнирные сбросы и их ветви явились, вероятно, результатом растяжения при явлениях кручения, о чем свидетельствует и их расположение, и их

характер. Как уже отмечалось, они приурочены к той части брахиантиклинали, где она на небольшом участке приобретает широтное простирание. В непосредственной близости к этому участку, в палеозойском обрамлении у кишлака Гава и несколько западнее, А. С. Аделунгом и Н. П. Васильковским установлены крупные разломы северо-западного и почти меридионального направления, которые обрываются на краю обрамления против упомянутого участка. Некоторые из них, вероятно всего, Кенкольский или Арашанский, идут и далее в рассматриваемый нами район под покровом более молодых отложений. Об этом свидетельствуют и гравитационные аномалии, наблюдавшиеся П. Л. Антоновым в 1938 г. в районе северо-восточного окончания брахиантиклинали примерно на простирании названных разломов. Кроме того, здесь же цепочкой северо-западного простирания располагаются и эпицентры землетрясений (см. фиг. 29), которые регистрируют его след. Разлом как бы пересекает Алмас-Гурумсарайскую брахиантиклиналь. Вызывая изменение в ее простирании, он способствует вместе с тем возникновению усилий кручения, о которых мы только что говорили.

Н о р м а л ь н ы е сбросы приурочены к северо-западному крылу брахиантиклинали на участке между саями Тузлы и Шоран (юго-западная половина складки). Наибольшее их число насчитывается в полосе, ограниченной осью складки и линией угловых несогласий; некоторые из них, расположенные ближе к юго-западной периклинали, переходят на юго-восточное крыло; все они пересекают брахиантиклиналь в направлении с юго-востока на северо-запад.

В зоне контакта нижней и верхней толщ сбросы распределяются довольно густо, но неравномерно (через 250—500 м или 1—1,5 км). Стратиграфическая амплитуда смещений незначительна (3—10 м, иногда превышает 20 м). Сбросы разбивают породы на ряд параллельных и клинообразных блоков, расположенных или ступенчато, или с образованием небольших грабенных и горстов. Сместители очень круто (60—90°) падают на северо-восток или юго-запад; в их плоскости борозды наклонены под углом 35—40° к северо-западу. Некоторые из сбросов затрагивают террасовые галечники, с угловым несогласием залегающие на нижней и верхней толщах; местами на продолжении их сместителей в этих отложениях возникают трещины.

В направлении свода складки, к юго-востоку от упомянутого контакта, большинство сбросов затухает. Там, где они иногда переходят на юго-восточное крыло, их амплитуда сокращается до 0,5—1 м. Затухание установлено и в обратном направлении, на северо-запад. В этом направлении нарушения только в одном случае прослеживаются на очень небольшое расстояние в слои выше поверхности углового несогласия.

Как видим, нормальные сбросы в отличие от шарнирных развиваются в других условиях. Они секут наиболее круто поставленные слои неоген-древнечетвертичных отложений и явились, вероятно, результатом их растяжения при общем подъеме брахиантиклинали.

Т р е щ и н о в а т о с т ь неоген-древнечетвертичных отложений в разных местах района проявляется с различной интенсивностью. В некоторой мере это связано с литологической неоднородностью самих отложений. Песчаники, например, разбиты тонкими, неясными и нередко слепыми трещинами, отстоящими друг от друга на расстоянии до 2—3 м; в глинистых и алевролитовых слоях малой мощности трещины располагаются более густо и обычно открыты; в однообразных мощных алевролитовых пачках трещины по высоте достигают 20—30 м и ориентированы самым различным образом с образованием изометрически глыбовой отдельности. Все это определяет прерывистое их расположение в вертикальном разрезе.

Значительно более отчетливо на характере трещиноватости сказывается влияние структуры. В пределах брахиантиклинали различаются три системы трещин — поперечные, продольные и диагональные. Поперечные трещины простираются на СЗ $300—325^\circ$ и падают на ЮЗ под углом $70—90^\circ$; на широтном изгибе складки они приобретают меридиональное направление и, оставаясь такими же крутыми, наклонены к востоку. Продольные трещины кулисообразно вытягиваются по простиранию слоев и в разрезе почти перпендикулярны им; на своде они вертикальны, на крыльях наклонены в сторону оси; к окраинам центральной зоны они вновь несколько выпрямляются. Диагональные трещины простираются на запад $255—285^\circ$ с падением на юг под углом $80—90^\circ$; на изгибе антиклинали их простирание меняется на северо-западное ($300—320^\circ$) с падением на северо-восток под углом $70—90^\circ$.

На своде и вблизи свода складки трещины очень обильны. Они имеют ширину до 3—5 см, располагаются через 0,3—0,5 м, зияют, иногда заполнены гипсом. По мере удаления от свода, трещиноватость, прослеженная по пластам одинакового состава, постепенно становится все более и более слабой и в краевой зоне практически исчезает. Очевидно, трещины, как и сбросы, отражают строение брахиантиклинали и развивались на фоне ее развития и в связи с ним.

Как показывает изложенное выше, выступ Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали по общему плану строения напоминает некоторые складки смежного Коксарек-Сумсарского района (например, Сумсарскую антиклиналь), которые были описаны нами ранее. Брахиантиклиналь также представляет собой весьма спокойную тектоническую форму, с полого падающим одним крылом и крутым, как бы вздернутым, другим. Узкая полоса между сводом складки и линией угловых несогласий, где неоген-древнечетвертичные отложения резко выкручиваются до $60—80^\circ$, представляют собой как бы след разлома фундамента. Расположение брахиантиклинали на продолжении Башатавакского разлома в палеозойском обрамлении подтверждает такой вывод. Этот вывод подтверждается и гравиметрическими данными 1933 г. (Полетаев), по которым рельеф палеозойской поверхности в основании Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали имеет глыбовый характер и не исключает присутствия разлома. Последний представляет собой скорее всего продольный взброс северо-восточного простирания с приподнятым юго-восточным крылом и опущенным северо-западным. Характер деформаций растяжения покрова в пределах складки, выраженных сбросами и трещиноватостью, как бы иллюстрирует процесс вертикальных движений, происшедших в районе в связи с действием этого продольного разлома.

Отличие Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали от ранее описанных глыбовых структур мы видим лишь в ее более крупных размерах и в меньшей интенсивности проявления на дневной поверхности; это связано с ее отдаленностью от палеозойского обрамления и с увеличением мощности покрова (в частности неоген-древнечетвертичного комплекса) в направлении внутренних частей Ферганской впадины. С другой стороны, можно думать, что разлом ее основания, оказавшийся способным приподнять на расстоянии до 30 км по меньшей мере четырехкилометровую толщу покрова, является несравненно более мощным, чем разломы в глыбовых складках Коксарек-Сумсарского района.

История формирования брахиантиклинали

В пределах Алмас-Гурумсарайского района известны три типа осадков: речные, отложенные древней Сыр-Дарьей, озерные, отложенные в небольших стоячих водоемах, и, наконец, осадки временных потоков,

приносящих обломочный материал с Кураминского хребта. К первым из них Д. Г. Сапожников относит сероцветные песчаники, ко вторым — мергели и часть глин и к третьим — красноцветные грубые песчаники и лёссовидные суглинки.

Наиболее ранний (из известных) этап геологической истории описываемого района, соответствующий времени накопления нижней толщи, характеризовался частой сменой палеогеографических условий, в результате чего возникало тонкое и нередко ритмичное чередование перечисленных типов осадков в вертикальном разрезе. В направлении снизу вверх наблюдается постепенное нарастание роли более грубых песчаных фракций, как делювиальных, так и аллювиальных, которые в верхней половине толщи становятся весьма существенными. Они как бы отражают нарастание темпа восходящих тектонических движений района и смежных с ним областей, а также усиление размыва последних.

Антиклинальное поднятие в это время уже существовало. Об этом говорит некоторое несоответствие мощностей отдельных частей нижней толщи на ее крыльях и своде. Наиболее отчетливо это видно по песчаным прослоям, которые по мере удаления от свода брахиантиклинали становятся более тонкозернистыми по составу и возрастают по мощности.

Следующий этап развития складки, приходящийся на время отложения верхней толщи, отличается большей сложностью. Центральная часть антиклинали, по сравнению с ее периклинальными окончаниями, поднималась относительно интенсивнее. На ее площади отлагались преимущественно алевролиты и лёссовидные суглинки с прослоями розового песчаника, в то время как на периклиналях ведущую роль играло накопление известковистых глин и обособленных прослоев мергеля. Речные отложения, будучи в последний раз представлены в зоне контакта нижней и верхней толщ слоями серого песчаника, из разреза выпадают. Повидимому, русло древней Сыр-Дарьи, в связи с поднятием антиклинали во второй период ее развития, сместилось внутрь Ферганской впадины. Центральная часть стала областью накопления временных потоков. Периклинали же были затоплены озерами, которые, вероятно, подпирались с юга другим, менее выраженным, поднятием, каким является зона Касан—Супе-тау. Возможность возникновения озер таким путем может быть иллюстрирована на современном примере озера Ак-сукон, подпертого с юга поднятием Супе-тау.

Поднятие Алмас-Гурумсарайской антиклинали происходило асимметрично. На северо-западном крыле накопление осадков было прервано, что повлекло за собой резкое сокращение (в 1,5—2 раза) мощности верхней толщи и появление в ней углового несогласия. В разрезе угловое несогласие в направлении к периклиналям (в большей степени к северо-востоку) затухает. Это свидетельствует об относительно более медленном их поднятии по сравнению с центральной зоной, вышедшей на уровень эрозионного среза. В полосе между линией угловых несогласий и осью брахиантиклинали осадки впоследствии оказались смятыми наиболее интенсивно. Здесь они получили максимальный наклон и были разбиты значительным количеством сбросовых трещин. Очевидно, эта полоса в процессе интенсивного развития разрушалась. Она названа нами полосой деструктивного роста в отличие от остальной области умеренного конструктивного роста, где разрез отложений более полный, угловые несогласия в них отсутствуют, а сами слои наклонены довольно полого.

Поднятие антиклинали продолжалось и в период накопления террасовых грубообломочных отложений, приносимых главным образом временными потоками. Как и в первые два периода, оно происходило в том же, повидимому, унаследованном плане. О проявлении поднятия говорит целый ряд фактов. Так, например, на далеком погружении крыльев антикли-

нали террасовые отложения весьма сходны с подстилающими слоями, на которых они залегают согласно; ближе к своду, который испытывал относительно больший подъем, они отделяются от подстилающих слоев угловым несогласием и их мощность сокращается. Поверхности террас искривлены в соответствии с антиклинальным строением района и тем больше, чем они древнее. Центральная часть подверглась интенсивному расчленению. Поднятие антиклинали нашло полное отражение в рельефе района.

Консеквентно протекавший рост антиклинали сопровождался образованием (в местах наибольшего растяжения неоген-древнечетвертичного покрова) различных сбросовых трещин, по которым отдельные крупные блоки пород, компенсируя усилия растяжения, опустились на глубину до 45 м. Наибольшие из них зародились, повидимому, во время накопления осадков верхней толщи, когда брахиантиклиналь вышла на уровень эрозионного среза, возможно, под влиянием усилившегося движения. Затем при дальнейшем развитии, параллельном развитию антиклинали, они осложнялись дополнительными ветвящимися трещинами нескольких порядков.

Такова в общих чертах история развития Алмас-Гурумсарайской антиклинали, на примере которой устанавливается отчетливая связь своеобразного складчатого процесса с накоплением осадков, развитием вторичных нарушений и с формированием рельефа. Касаясь первопричины этого процесса, мы не можем не видеть ее в проявлении крупных разломов палеозойского основания, что характерно и для смежных районов.

3. ДРУГИЕ СТРУКТУРЫ ПРЕДГОРИЙ КУРАМИНСКОГО И ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТОВ

В полосе, прилегающей с юго-востока к Кураминско-Чаткальскому палеозойскому обрамлению, отмечается еще ряд складок, построенных, как и описанные выше, по одному весьма простому плану. Главнейшая роль среди них принадлежит антиклиналям, преимущественно брахиантиклиналям, характеризующимся «распльвчатостью» или полным отсутствием сопряженных с ними синклиналей. К юго-западу от двух предыдущих районов располагаются антиклинали Ак-чоц, Ак-бель и Супе-тау (фиг. 1, № 1, 2, 3), к северо-востоку и северу — антиклинали Кассанская (фиг. 1, № 5), Наманганская (фиг. 1, № 6) и складки Нанайской впадины.

Антиклинали Ак-чоц, Ак-бель и Супе-тау

По данным ряда авторов (Васильковский, 1935а, и др.), названные антиклинали кулисообразно вытянуты в северо-восточном направлении на 25—40 км и имеют ширину до 8—10 км. Они не всегда параллельны обрамлению. Супетауская антиклиналь, например, в большей своей части простирается широтно; она находится на продолжении Кансайского разлома в палеозое и связана с горами предгорной приподнятой площадкой кайнозойских отложений у устья р. Кара-Мазар, на что обращал внимание еще В. И. Попов (1938).

В строении антиклиналей принимают участие те же свиты, которые получили распространение и в Алмас-Гурумсарайском районе. Кроме того, здесь обнажены и более древние части неоген-древнечетвертичного разреза, как соленосная и гипсоносная свиты.

Ядра антиклиналей, сложенные соленосными и гипсоносными породами, интенсивно смяты в ряд продольных и поперечных мелких скла-

дочек. В результате выдавливания соли антиклинали имеют в поперечном профиле веерообразную форму. Этим они отличаются от Алмас-Гурумсарайской брахиантиклинали, в которой явления соляной тектоники отсутствуют. В остальном сходство их несомненно.

Антиклинали обладают резкой асимметрией с общей тенденцией опрокидывания к северу. Их северные крылья повсеместно круче южных и вблизи ядер опрокинуты; наклон южных крыльев также крутой, нередко достигающий у ядер $80-90^\circ$; по мере перехода в более молодые горизонты наклон как северных, так и южных крыльев более или менее постепенно уменьшается. Северные крылья местами осложнены продольными надвигами (Бардамкульское ущелье). Однако более часто в описываемом районе отмечаются сбросовые трещины, по которым произошли перемещения амплитудой от 1 до 5 м. Повидимому, в крыльях складок усиления растяжения были господствующими.

Наиболее полный стратиграфический разрез района приводится Н. П. Васильковским (1935₂), которым выделены следующие свиты: соленосная свита A_1 , гипсоносная свита A_2 , бурая свита B_1 , палевая свита B_2 и, далее, свиты C_1 , C_2 , D , E — глины, песчаники, пески и слабо дислоцированные рыхлые галечники; общая мощность этих свит до 4000 м.

Мощности перечисленных свит в различных местах района не остаются постоянными. На северных крыльях антиклиналей они обычно меньше, чем на южных, как это наблюдалось и в смежном Алмас-Гурумсарайском районе.

Так, на северном крыле антиклинали Ак-бель гипсоносная свита сокращается по мощности на одну треть, а бурая свита (здесь и на северных крыльях двух других антиклиналей) — в два раза. При этом в бурой свите появляется большое число следов размыва и увеличивается роль песчанистого материала. Аналогичные изменения претерпевают и вышележащие свиты.

Н. П. Васильковский связывает сокращение разреза неоген-древнечетвертичных отложений на северных крыльях с их близостью к палеозойскому обрамлению. Однако два его смежных геологических разреза — II и IV — показывают, что мощность бурой свиты на северном крыле антиклинали Супе-тау к северу от оз. Ак-сукон значительно больше, чем на его восточном берегу, находящемся, наоборот, дальше от палеозойского обрамления. Кроме того, изменения мощностей настолько значительны (до 500—600 м) и происходят на таких коротких расстояниях (до 5—6 км), что вряд ли их можно объяснить одной близостью северной окраины бассейна накопления осадков.

Н. П. Васильковский указывает, что свита D его схемы, вытянутая вдоль северного склона гряды Ак-чоп, залегает с угловым несогласием на опрокинутой бурой свите, причем величина несогласия достигает местами $30-35^\circ$. К северу от Супе-тау, также по данным Н. П. Васильковского, угловое несогласие между свитами D и C_2 достигает 10° . Наконец, выделенные им свиты (от бурой и выше) на северных крыльях антиклиналей более прерывисты (вследствие многочисленных размывов и трансгрессивных соотношений), чем на южных.

Очевидно, сокращенный разрез на крутых северных крыльях естественнее объяснять длительным развитием антиклиналей, более напряженным, деструктивным на этих крыльях. Пример Алмас-Гурумсарайской антиклинали, во многом сходной с описанными складками, вполне подтверждает сказанное. Что касается первопричины такого развития, то она, видимо, также кроется в проявлениях глыбовых движений фундамента, которые происходили по разломам в основании каждой из складок. Один из разломов отчетливо намечается в антиклинале Супе-тау и является продолжением известного Кансайского разлома.

Кассанская и Наманганская антиклинали

Как известно, Кассанская и Наманганская антиклинали представляют собой наиболее крупные и пологие структуры предгорий Кураминско-Чаткальского обрамления.

Кассанская антиклиналь простирается в северо-восточном направлении и имеет длину до 25—30 км при ширине до 14 км. Ось ее не параллельна обрамлению и в северо-восточной части больше склоняется к северо-северо-востоку. Здесь антиклиналь под острым углом подходит к Баястанскому барьеру, причем ширина ее уменьшается до 5 км. В юго-западной части антиклиналь более изгибается к западу. Кулисообразно огибая Алмас-Гурумсарайскую антиклиналь, она сближается с антиклиналью Супе-тау, с которой, повидимому, составляет одну зону поднятий (см. выше).

В районе Кассанской антиклинали обнажены самые верхи неоген-древнечетвертичного комплекса, соответствующие части бактрийского и сохскому ярусам О. С. Вялова.

Общая мощность комплекса, по аналогии с соседним Коксарек-Сумсарским районом, предположительно определяется в 2000 м. Однако к юго-западу она, повидимому, значительно увеличивается, на что указывают данные по Алмас-Гурумсарайскому району. Как отмечалось выше, в этом же направлении Кассанская антиклиналь расширяется.

В поперечном разрезе антиклиналь несколько наклонена в сторону обрамления: северо-западное ее крыло — под углом 10—12°, юго-восточное — под углом 7—8°. Свод широкий, местами до 6—7 км, с горизонтальным залеганием отложений. В целом антиклиналь имеет спокойную форму, что находится в прямой связи с большой глубиной залегания палеозойского основания.

Причиной возникновения Кассанской антиклинали В. И. Попов (1938₁) считает глыбовое движение. Выше отмеченная связь интенсивности проявления антиклинали на дневной поверхности с глубиной залегания фундамента в данном случае как бы иллюстрирует это положение.

Наманганская антиклиналь построена аналогичным образом. Она вытянута в северо-восточном направлении на 33 км и имеет ширину до 10—12 км. Простирание ее параллельно Кураминско-Чаткальскому обрамлению.

Свод складки в ее центральной части размыт на 130 м. Общая мощность неоген-древнечетвертичных отложений в целом представляется здесь максимальной (более 3 км). В связи с этим и антиклиналь является самой пологой структурой. Наиболее крутые углы падения ее крыльев не превышают 7°.

С. С. Шульдц (1948) относит Наманганскую антиклиналь к разряду пологих складчатых волн или складок основания, не связанных с разломами (поскольку они наблюдаются в отдалении от тектонических контактов мезо-кайнозой с палеозоем, а проявляющиеся иногда в них разломы, например, на юге Ферганы, затухают к периклиналям). Однако выше мы видели, что поверхностное затухание разломов в более молодых горизонтах покрова не говорит еще о их затухании на глубине, в палеозое. С другой стороны, расположение ряда антиклиналей Кураминско-Чаткальских предгорий на продолжении крупных разломов в палеозойском обрамлении не позволяет связывать их возникновение иначе, как с разломами фундамента. Некоторые геологи считают, что Наманганская антиклиналь является продолжением Карагундайской антиклинали, расположенной вблизи Ферганского хребта (см. ниже). Это неверно. К северо-западу от г. Уч-Кургана Наманганская антиклиналь замыкается. Ее периклиналь смещена к югу по отношению к периклинали Карагун-

дайской складки. Оси же обеих названных структур отклоняются в противоположные стороны. Как увидим из дальнейшего, антиклинали представляются различными и в генетическом отношении.

Складки Нанайской впадины

Нанайская впадина расположена в крайнем северном углу описываемой области (фиг. 1). От собственно Ферганской впадины она отделена, по О. С. Вялову, Баястанским палеозойским барьером, который отчетливо прослеживается по отдельным выходам и небольшим массивам палеозойских образований.

Наиболее древним членом мезо-кайнозойского разреза Нанайской впадины является юрская континентальная толща, занимающая небольшую площадь в районе оз. Сары-чилек. По Н. П. Васильковскому (1948) и другим авторам, она сложена в основном песчаниками и песчанистыми глинами с прослоями углистых глин и имеет мощность до 1000 м. На палеозое толща залегает с угловым несогласием. В низах ее собраны различные виды карбоний, отнесенные Б. И. Чернышевым по возрасту к лейасу. Кроме того, здесь найдена флора доггера (Т. А. Сикстель), аналогичная таковой из надугольной свиты в разрезе по р. Нарыну.

В левом борту долины р. Ходжа-ата юрские отложения образуют небольшую антиклинальную складку. В ее ядре Н. П. Васильковским обнаружены метаморфические сланцы, сходные с палеозойскими. Выше следуют угленосные породы, несомненно, юрского возраста, которые связаны с породами ядра постепенными фациальными переходами и залегают на них без углового несогласия.

Континентальная юра перекрывается немymi красноцветными конгломератами и песчаниками, среди которых присутствуют прослой мергелей и глин. Эта толща занимает северо-восточную и центральную части Нанайской впадины и залегает на юре с угловым несогласием до 10° . Условно некоторыми авторами она отнесена к мелу и палеогену. Мощность ее исчисляется в 500—600 м. В юго-западной части появляются узкие полоски маломощных прибрежных отложений морского палеогена. Последние с переходом в смежный Коксарек-Сумсарский район, как отмечалось, постепенно становятся более мощными.

Мезо-кайнозойский разрез заканчивается мощной толщей грубых конгломератов неоген-древнечетвертичного возраста. В низах толщи последние характеризуются кирпично-красной окраской, выше становятся бледнорозовыми, светлорумыми и, наконец, серыми. Они занимают большую часть площади впадины. Общая мощность их определяется в пределах 1200—2000 м (Н. В. Иванов и др.).

Отложения Нанайской впадины смяты в ряд небольших, преимущественно антиклинальных, складок, кулисообразно вытянутых с юго-запада на северо-восток, подобно основным структурным линиям прилегающего палеозойского обрамления. Участки между этими складками представляют собой незначительные и неправильные прогибы; их описание в различных работах обычно опускается.

Как известно, антиклинали Нанайской впадины очень узкие и имеют длину не более 10—12 км. Северо-западные крылья их обычно пологие, с углами наклона от $5-10$ до 25° ; местами наклон увеличивается до $40-60^\circ$. Юго-восточные крылья значительно круче (до $60-90^\circ$). В поперечном профиле антиклинали характеризуются ступенчатой формой и больше напоминают флексурные изгибы, чем складки.

Очень часто антиклинали сопряжены с крутыми надвигами и взбросами амплитудой до 100—150 м. Направление этих разрывов тесно связано с направлением складок и в большинстве случаев совпадает с их осевыми

плоскостями. Сместители наклонены к северо-западу. Вблизи них почти всюду наблюдается зона вздыбленных пластов, перекрываемая полого залегающими пластами надвинутой части. Некоторые из антиклиналей



Фиг. 9. Флексурный изгиб с разрывом в неогеновых конгломератах Нанайской впадины.

отходят от разрывов, затрагивающих палеозойские образования. Другие, наблюдавшиеся нами на левобережье р. Падша-ата у кишлака Тосту, рас-



Фиг. 10. Один из разрывов в неогеновых конгломератах Нанайской впадины.

полагаются в виде ступеней на продолжении крупных разрывных нарушений в конгломератах неогена, подходящих с северо-востока (фиг. 9, 10).

Общая картина многочисленных складок Нанайской впадины вполне гармонирует с картиной не менее многочисленных разломов палеозойского обрамления, к которому впадина примыкает. В Чаткальском хребте

А. С. Аделунг установил смещенные обрывки поверхности структур с сохранившимися на них третичными отложениями, которые наклоняются в ту или другую сторону вместе со своим основанием. Здесь же Н. М. Синицын наблюдал молодые флексурные изгибы абразионных поверхностей на палеозойских образованиях, переходящие по простиранию в сбросы. Наконец, обилие и важность разломов в обрамлении признается почти всеми геологами.

Все сказанное позволяет нам сделать вывод, что описанные мезо-кайнозойские складки возникли в результате глыбовых движений фундамента (как и в других районах Кураминско-Чаткальских предгорий).

Естественно задать вопрос, каким образом могли возникнуть в Нанайской впадине очень небольшие структуры в мезо-кайнозойском покрове в связи с расколами фундамента, если мощность покрова весьма велика и достигает по крайней мере 2 км¹. Выше мы уже видели, что при больших мощностях, т. е. при глубоком залегании фундамента, возникающие в мезо-кайнозойских отложениях складки такого типа характеризуются крупными размерами и большей пологостью.

Объяснение этому надо искать, повидимому, в ином структурном положении впадины, в которой мезо-кайнозойские породы зажаты между Кураминско-Чаткальским обрамлением и Баястанским барьером и с большей легкостью реагируют на движения фундамента. С другой стороны, глубина до палеозоя выражается здесь, видимо, меньшей величиной, чем мощность покрова, который в целом деформирован довольно интенсивно. Наконец, разломы основания проявляются здесь с большей силой, чем в других более юго-западных пунктах, поскольку Нанайская впадина располагается на стыке региональных структур двух различных направлений: с одной стороны — Кураминско-Чаткальского, северо-восточного (варисского), с другой стороны — Ферганского, северо-западного (каледонского). Границей между ними служит охарактеризованный в ряде работ крупный альпийский надвиг, идущий от оз. Сары-чилек к юго-востоку. По этому надвигу палеозой Ферганского хребта надвинут на мезо-кайнозойский покров Нанайской впадины (к юго-западу) и почти под прямым углом срезает проявляющиеся в нем флексуобразные складки и разрывные нарушения. При этом последние, по мере приближения к надвигу, усиливаются, приобретают более резко выраженный характер и изгибаются к югу.

Альпийский надвиг, отделяющий структуры двух направлений, заслуживает интереса. Он характеризуется длительностью развития и, по А. В. Пейве, был заложен еще в палеозойское время. Повидимому, зона его проявления сейсмична. Об этом свидетельствует происшедшее здесь в 1946 г. весьма сильное землетрясение. Глубина очага этого землетрясения определена в 100 км, его эпицентр, по Г. П. Горшкову (1949), пришелся на район оз. Сары-чилек.

4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ О МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ПРЕДГОРИЙ КУРАМИНСКОГО И ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТОВ

Приведенный краткий обзор структур предгорий Кураминского и Чаткальского хребтов показывает, что все они построены по одному весьма простому плану и представляют собой совокупность антиклиналей (преимущественно брихиантиклиналей) различной величины, вытянутых вдоль обрамления (или под некоторыми углами к нему). Сопряженные с ними в отдельных местах синклинали обладают расплывчатой формой, во многих случаях — совсем отсутствуют.

¹ Без учета юрских отложений, которые к юго-западу и юго-востоку выклиниваются.

В непосредственной близости к палеозойскому обрамлению, например, в Коксарек-Сумсарском районе, антиклинали выражены с значительной резкостью и характеризуются небольшими размерами. Длина их здесь не превышает 15 км, ширина измеряется сотнями метров или несколькими километрами, так что антиклинали представляют собой узкие приподнятые полосы. В поперечном профиле они обладают несимметричной формой и в каждом отдельном случае имеют одно крыло весьма пологое и широкое, другое — узкое и крутое до опрокидывания. Они больше напоминают флексурные изгибы, чем складки.

Крутые крылья антиклиналей, расположенных у палеозойского обрамления, почти всюду сопряжены с продольными разрывами взбросового и надвигового характера. Иногда эти разрывы выводят на поверхность палеозойские ядра антиклиналей, так что последние более напоминают односторонние горсты, в которых мезо-кайнозойские пласты, с одной стороны, наклонены вместе со своим основанием, с другой стороны, в зоне разрывов, вздернуты. Нередко в этой же зоне они образуют мелкую складчатость, являющуюся, вероятно, результатом межпластовых передвижек, которые имеют местное значение и подчиненное распространение.

Вблизи ядер разрывы проявляются с наибольшей интенсивностью. Но дальше от них, уже в мезо-кайнозойском покрове, по мере возрастания его мощности, разрывы ослабевают и в более молодых горизонтах не видны. Здесь появляются периклинальные окончания антиклиналей, и их горстовый характер затушевывается. Это, однако, не дает еще повода говорить о том, что разрывы в отдалении от ядер загущают. Они просто не в состоянии пробить сравнительно мощный покров мезо-кайнозоя.

Антиклинали не всегда параллельны палеозойскому обрамлению в целом. Но они всегда оказываются параллельными разломам, которые секут обрамление в различных направлениях — продольно или диагонально. Нередко можно видеть, что антиклинали в мезо-кайнозое представляют прямое продолжение разломов, выходящих из палеозоя (Нанайская впадина).

Все это позволяет нам говорить, что складки, расположенные в непосредственной близости к палеозойскому обрамлению, характеризуют собой не типичный складчатый процесс в узком смысле этого слова, а связаны своим происхождением с разломами палеозойского фундамента и обрамления, выходящими здесь на дневную поверхность.

По мере удаления от палеозойского обрамления складки несколько видоизменяются. Ближе к центральной части Ферганы, в полосе распространения неоген-древнечетвертичных отложений, мы видим более широкие, порядка 10 км, брахиантиклинали (Супе-тау, Наманган и др.), которые прослеживаются на расстоянии до 30 км и более. За исключением складок Ак-чоп, Ак-бель и Супе-тау, где проявляется соляная тектоника, брахиантиклинали представляют собой более пологие и спокойные тектонические формы, в которых углы падения слоев нередко измеряются всего несколькими градусами, лишь иногда возрастая до 60—80° (Алмас-Гурумсарай). Как и вышеописанные структуры у обрамления, брахиантиклинали асимметричны и представляют собой одиночные поднятия, вытянутые вдоль обрамления параллельно или под углом к нему.

Непосредственно в складках (в их обнаженных частях) разломы не проявляются. Однако антиклиналь Супе-тау как бы является продолжением Кансайского разлома в палеозойском обрамлении, а Алмас-Гурумсарайская антиклиналь, будучи мысленно продолжена к юго-западу, попадает между кишлаками Шайданом и Ашабой на восточное окончание Баштавакского разлома.

Очевидно, и пологие складки больших размеров, удаленные от палеозойского обрамления, также обусловлены глыбовыми движениями фундамента. Не исключено, что под влиянием большой нагрузки мезо-кайнозойского покрова разломы фундамента могут сопровождаться или вообще выражаться своеобразными пластическими деформациями, на что обращал внимание Н. П. Васильковский еще в 1935 г.

Таким образом, обе разновидности складок Кураминско-Чаткальских предгорий могут быть отнесены к одному генетическому типу. Присутствие разлома в палеозойском основании каждой из складок, как бы он ни выражался, тесно сближает их между собой. С этой точки зрения характеризующие складки могут быть названы складками разломов, а если их понимать как результат преимущественно вертикальных глыбовых движений, — флексурными складками.

Иногда аналогичные структуры называются рубцовыми складками (например, в Южной Фергане; см. ниже). Однако этот термин нам представляется менее удачным, поскольку он недостаточно передает свойства складок. Каждая антиклиналь, вообще говоря, является своего рода «рубцом». Кроме того, этим термином в Южной Фергане характеризуют образования другого типа — складки срыва.

Характер флексурных складок и их отличия, как мы видели выше, определяются в основном мощностью слагающих их мезо-кайнозойских отложений: чем она больше, тем складки более широкие и менее интенсивные.

Наряду с этим облик складок определяется и их структурным положением. В Нанайской впадине, например, где мощность мезо-кайнозоя велика, складки, наоборот, характеризуются незначительной шириной, небольшой протяженностью и достаточно интенсивны. Это объясняется тем, что мезо-кайнозойские породы Нанайской впадины приурочены к району стыка структур двух различных направлений, блокированы палеозойской рамой и более чувствительны к движениям фундамента.

Литологический состав осадков, слагающих складки, также отражается на их характере. Достаточно указать, например, антиклинали Ак-чоп, Ак-бель и Супе-тау, в ядрах которых соленосная и гипсоносная свиты дислоцированы настолько интенсивно и в такие разнообразные складчатые формы, что отдельные участки района этих антиклиналей неотличимы от типично складчатых районов, где глыбовая тектоника не проявляется.

Однако все это — исключения, которые только усложняют картину своеобразного глыбового строения северо-западной окраины Ферганской впадины, прилегающей к Кураминско-Чаткальскому палеозойскому обрамлению.

Касааясь истории развития флексурных складок, отметим, что они формировались длительно, в процессе накопления слагающих их осадков. Об этом свидетельствует, в частности, уменьшение мощности алайских известняков и туркестанских мергелей на своде Караункурской антиклинали. В Алмас-Гурумсарайской антиклинали, сложенной неоген-древнечетвертичными отложениями, также отмечено уменьшение мощности отдельных горизонтов и погрубение составляющего их материала в направлении ее свода, затем большая известковистость осадков в периклинальных частях антиклинали сравнительно с центральными, присутствие углового несогласия, затухающего к периклиналям, и, наконец, различная кривизна поверхностей современных террас, возрастающая от более молодых к древним.

Таким образом, разломы фундамента, обусловившие возникновение флексурных складок в мезо-кайнозое, развивались так же длительно, как и сами складки.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ПРЕДГОРИЙ ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА

Структуры предгорий Ферганского хребта значительно сложнее и отличаются от всех ранее описанных.

Ведущая роль здесь принадлежит крупным антиклиналям, вдающимся в виде «структурных носов» от Ферганского хребта внутрь Ферганской впадины. Они простираются на запад и юго-запад, тогда как сам хребет вытянут с юго-востока на северо-запад. Ядра антиклиналей сложены палеозоем и представляют собой выступы обрамления. Со стороны впадины они облекаются мезо-кайнозойскими отложениями, собранными в дополнительные более мелкие складки. Такими изучавшиеся нами Карагундайска́я, Ангрекская, Ачисайская и Сюрентюбинская антиклина́ли. Они занимают большую, северо-западную, часть предгорий.

В юго-восточном углу Ферганы рядом авторов отмечены куполовидные структуры (Намаздек, Алдыяр), отделенные от обрамления синклинальными прогибами. Каждая из этих структур также состоит из палеозойского ядра и облекающего его, интенсивно смятого в дополнительные складки, мезо-кайнозоя.

1. КАРАГУНДАЙСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Карагундайска́я антиклиналь располагается в крайней северо-западной части предгорий (фиг. 1, № 8). На северо-западе она близко подходит к Баястанскому барьеру. Здесь между ними намечается ряд разломов юго-западного простира́ния. Последние являются ветвями крупного надвига, разделяющего структуры Кураминско-Чаткальского и Ферганского направлений по северо-восточному краю Нанайской впадины (см. выше). К юго-западу антиклиналь сближается с Наманганской флексурной складкой и кулисообразно заходит на небольшое расстояние за ее северо-восточное окончание. К юго-востоку от антиклина́ли расположен синклинальный прогиб, которым она отделена от следующей Ангрекской антиклина́ли.

Карагундайска́я антиклиналь в северной своей части сопряжена с небольшой и пологой Калайской антиклина́лью. Вблизи Баястанского барьера, в зоне перехода одного складчатого направления в другое, имеется еще одна антиклиналь — Аксуйская. Она находится на продолжении одного из отмеченных выше разломов юго-западного простира́ния, входящих из обрамления.

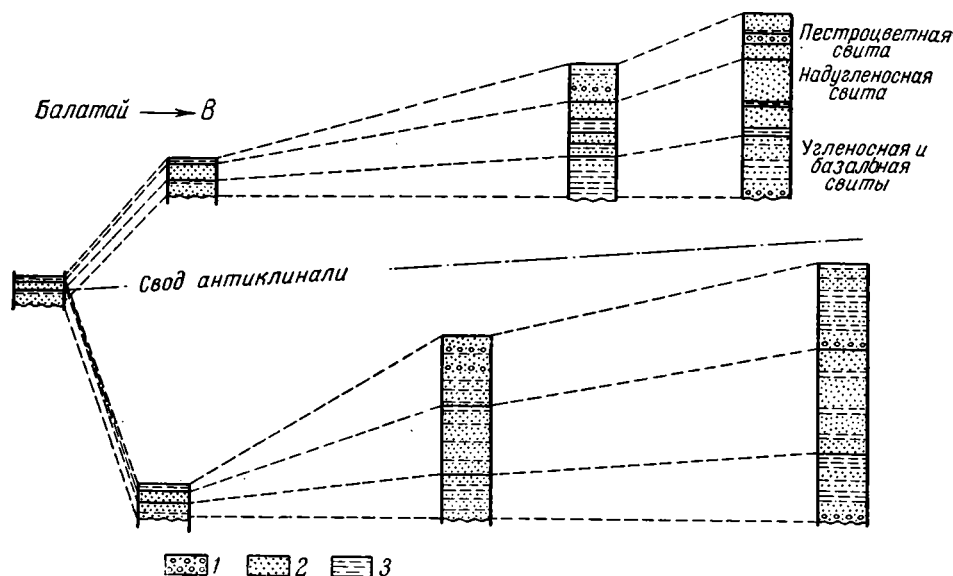
Стратиграфия

В ядре Карагундайска́й антиклина́ли выступает плоская палеозойская гряда того же названия, вытянутая в широтном направлении. К востоку ядро воздымается, расширяется и сливается с обрамлением. На юго-запад оно погружается и последовательно облекается отложениями юрского, мелового, третичного и древнечетвертичного возраста, которые составляют крылья и периклиналь Карагундайска́й антиклина́ли.

Среди палеозойских пород ядра различаются в основном зеленовато-серые и темносерые песчаники и карбонатно-глинистые сланцы, пронизанные большим количеством тонких прожилков кварца и кальцита. Песчаники существенно кварцевые, с размером зерен в среднем 0,1 мм. Местами они содержат зерна эффузивных пород, кремнистых сланцев и сильно измененных полевых шпатов; иногда в них встречаются чешуйки биотита. Цемент песчаников обычно известковистый или железисто-глинистый, с хлоритом, по типу базальный и сгустковый. Вблизи подошвы

юрских отложений песчаники и сланцы приобретают окраску от зеленоватой и ржаво-бурой до почти белой. Здесь они сильно разрушены и составляют довольно мощный слой древней коры выветривания. Возраст перечисленных отложений обычно считается каменноугольным. По саю Балатай нами найдены в этих отложениях хорошо сохранившиеся *Lithostrotion portlocki* Edw., сходные, по определению В. Н. Крестовникова, с некоторыми видами из Голодной степи, возраст которых определен как верхневизейский.

Следующая вверх по разрезу юрская толща залегает на палеозое с резким угловым и азимутальным несогласием. Она слагается в основном



Фиг. 11. Схема изменения мощностей юрских отложений Карагундайской антиклинали.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины, глинистые сланцы.

песчано-глинистыми осадками и подразделяется на четыре свиты: базальную, угленосную, надугленосную и пестроцветную. Обломочный материал песчаной части довольно однороден и представлен угловатыми зернами кварца, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. В низах толщи он напоминает палеозойские породы ядра, но выше сходство исчезает и обломочный материал становится более грубым.

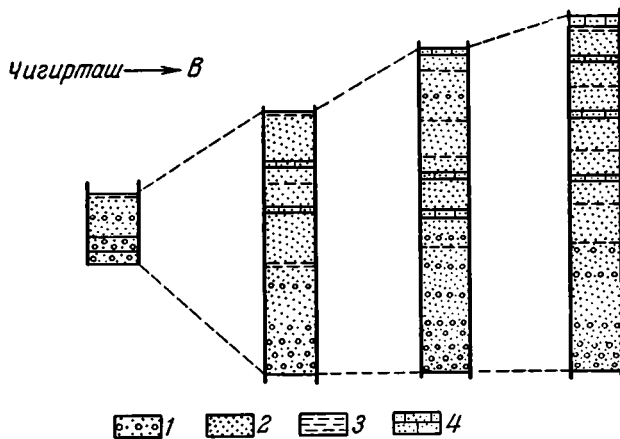
Наибольшая мощность юрских отложений составляет 430 м (Ташкумыр). Далее к западу, по южному крылу антиклинали, мощность юры во много раз уменьшается. В долине Игры-сая, например, разрез имеет мощность 300 м; в Балатай-сае, то есть еще западнее, мощность уменьшается до 40 м, и количество глинистых прослоев резко сокращается. От Балатай-сая на восток (уже по северному крылу антиклинали) мощность каждой из свит снова начинает возрастать, и снова в двух нижних свитах в большом числе появляются глинистые прослои. В Карагундасе мощность юры достигает 220 м, а к северо-северо-востоку от Карагундасая, уже в направлении падения пород, — не менее 300 м.

Очевидно, юрские отложения в направлении свода Карагундайской антиклинали и в направлении ее периклиналильного окончания становятся менее мощными и более грубозернистыми (фиг. 11). Не исключено, что

изменение в направлении к периклинали в какой-то степени связано с приближением к западной окраине бассейна накопления угленосных осадков.

Пестроцветная юрская свита согласно перекрывается мощной красноцветной толщей песчаников, гравелитов и конгломератов, среди которых присутствуют подчиненные прослой песчанистых известняков и алевролитов. Слагающий их обломочный материал еще более отличается от материала ядра складки. В целом он весьма грубый и характеризуется плохой сортировкой и окатанностью. Помимо преобладающих зерен и гальки кварца и кремня, в нем присутствуют зерна и галька розовых кварцитов верхнего девона, яшмы, темные кремнеземные известняки карбона и т. д. Никаких признаков фауны толща не содержит. Условно, на основании ее положения между известняками палеогена и угленосными юрскими отложениями, она относится к мелу.

На южном крыле Карагундайской антиклинали в окрестностях Ташкумыра мощность мелового разреза составляет 1065 м. Западнее, к периклинальному окончанию и вместе с тем к своду складки, мощность мела сокращается. На левобережье Пытаусая она определяется в 975 м, далее к западу снижается до 780 м и, наконец, в обрыве гор Чигирташ и в Балатай-сае едва достигает 200 м (фиг. 12). Параллельно этому в том же направлении известняки становятся более песчанистыми, количество же прослоев их заметно уменьшается. Изменение меловых отложений происходит в том же плане, что и изменение отложений юры.



Фиг. 12. Схема изменения меловых отложений на южном крыле Карагундайской антиклинали.

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — известняк.

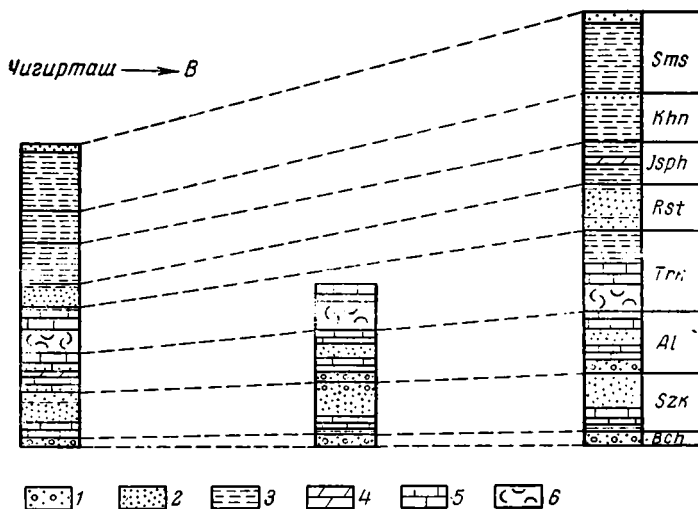
Меловая толща согласно и с более или менее постепенными переходами перекрывается сравнительно маломощной толщей известняков, мергелей и глин, содержащих обильную морскую фауну палеогена. В ее нижней половине преобладают известняки (бухарский — туркестанский ярусы), в верхней — глины (риштанский — сумсарский ярусы).

Максимальная мощность палеогена отмечена у Ташкумыра, где она достигает 223 м. Далее к западу, по южному крылу Карагундайской антиклинали, разрез палеогена в согласии с меловым и юрским разрезами испытывает тенденцию к некоторому выклиниванию в общей сложности на несколько десятков метров (фиг. 13).

Сокращение стратиграфической колонки палеогена приходится на свод Карагундайской антиклинали. По сравнению с пятикратным сокращением меловых отложений оно не очень велико. Повидимому, это находится в связи с составом осадков. Как отмечалось выше, в составе меловых осадков абсолютно преобладают грубообломочные разности, тогда как палеоген слагается преимущественно известняками и глинами, в меньшей степени загрязненными грубообломочным материалом. Укажем, что и в самом палеогене мощность глинистой части уменьшается на 31%, а известняковой — на 26%.

Более значительные изменения разрез палеогена испытывает к северу от свода Карагундайской антиклинали. На правом берегу р. Ак-су мощность нижней его половины достигает всего 20—25 м. Сузакские и туркестанские известняки содержат обильные количества обломочного материала и битую ракушку. Очевидно, изменения палеогена в северном направлении носят уже другой характер. Они намечают береговую линию палеогенового моря, которая проходила в районе Баястанского барьера.

Морской палеоген согласно перекрыт грубообломочной толщей неоген-древнечетвертичных отложений, которой заканчивается мезо-кайнозойский разрез описываемого района. Мощность этой толщи достигает 2 км.



Фиг. 13. Схема изменения мощностей палеогена на южном крыле Карагундайской антиклинали.

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — мергель; 5 — известняк; 6 — устричник.

В своих нижних частях толща слагается красно-бурыми глинами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, среди которых присутствуют редкие прослои и струи гравия и мелкой гальки. Выше количество песчаных прослоев увеличивается; появляются грубые несортированные конгломераты бурой и палевой окраски. Еще выше в толще начинают преобладать конгломераты серого и палевого цвета. Как и в Коксарек-Сумсарском районе, толща может быть подразделена на три свиты: кирпично-красную, бурую и палево-серую.

По южному крылу антиклинали вблизи Нарына кирпично-красные отложения имеют мощность 900 м, а бурые — 1000 м. В верховьях Пигтау-сая мощности уменьшаются почти в два раза. Это уменьшение происходит в западном направлении, т. е. опять к своду Карагундайской антиклинали. Повидимому, антиклиналь контролировала накопление осадков в течение всего мезо-кайнозойского времени.

Морфология Карагундайской антиклинали

Карагундайская антиклиналь в виде клина шириной в основании до 10—12 км вдается в Ферганскую впадину на расстояние до 30 км. Ось ее от р. Нарына простирается сначала почти широтно, затем плавно

сворачивает на юго-запад и, изгибаясь к северу, вновь приобретает широтное направление; здесь в третичных отложениях антиклиналь замыкается.

Палеозойские породы ядра антиклинали собраны в ряд небольших интенсивных складок, вытянутых в общем на СЗ 340° и на ЗЮЗ 260° . Их внутреннее строение не отвечает строению мезо-кайнозойского покрова, которое представляется несравненно более простым. Ядро всей своей массой несколько выгнуто вверх, о чем свидетельствует тот факт, что подстилающая юру древняя кора выветривания в отдельных местах наклонена согласно с мезо-кайнозойскими отложениями.

Вокруг ядра нижние свиты юрского разреза залегают весьма полого и местами (на южном крыле) смяты в мелкие складочки. Их контакт с палеозоем крайне извилист и исключает присутствие какого-либо крупного радиального разлома, как это наблюдалось в структурах предгорий Кураминско-Чаткальского обрамления. Юрские отложения в своем залегании местами точно повторяют извилистые контуры ядра и изменяют элементы залегания в соответствии с его выступами, т. е. облекают ядро в полном смысле этого слова.

К югу от ядра углы падения мезо-кайнозойских отложений постепенно возрастают. В надугленосной свите они достигают 60° , в мелу — 70° и в палеогене — 80° ; местами известняки палеогена стоят на головах или даже опрокинуты. Это не совсем обычное выкручивание слоев от более древних к более молодым совершается на расстоянии до 3—4 км. Далее к югу отложения выполаживаются до $40\text{--}50^\circ$ и затем, выгибаясь, получают наклон в $5\text{--}7^\circ$ и менее.

К северу от ядра юрские отложения наклонены под углом до $10\text{--}20^\circ$ и довольно быстро выполаживаются. В двух километрах от контакта они залегают уже горизонтально, а далее приобретают небольшой обратный наклон. Здесь имеет место неглубокая и асимметричная мульда, отделяющая Карагундайскую антиклиналь от следующей к северу Калайской антиклинали; последняя морфологически сходна с Карагундайской антиклиналью, но представляется значительно более пологой формой.

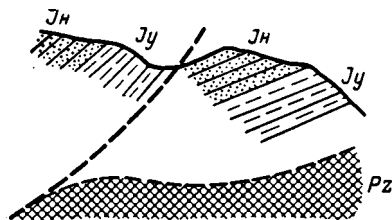
Крутое южное крыло Карагундайской антиклинали осложнено многочисленными разрывами и дополнительными складками, которые на последнем северном крыле отсутствуют, что еще более подчеркивает асимметрию в строении антиклинали. Преобладающим типом разрывов являются надвиги, среди которых как наиболее крупные отметим Ташкумырский, Балатайский, Питауский и Чигирташский. Некоторые из них были отмечены И. И. Горским и др. Надвиги простираются в основном параллельно оси антиклинали с востока на запад и юго-запад, на расстояние от 4 до 9 км. В плане их сместители дугообразно изогнуты и обращены выпуклостью на северо-запад.

Ташкумырский надвиг начинается от размытого контакта одного из выступов палеозойского ядра с юрскими отложениями вблизи г. Ташкумыра и следует в этих последних на запад согласно с их простираем. Сместитель надвига наклонен к югу, т. е. так же, как и слои, но несколько круче. В крыльях его обнажены верхи угленосной свиты и надугленосная свита. Эта часть юрского разреза сдвояна, что определяет стратиграфическую амплитуду надвига не менее чем в 170 м. Последняя к западу уменьшается до 10—15 м, и надвиг, наконец, затухает. Характер надвига здесь передает фиг. 14.

На затухании Ташкумырского надвига, но несколько севернее, вблизи другого выступа палеозойского ядра, возник Балатайский надвиг, который простирается на юго-запад в направлении небольшого обособленного палеозойского массива. Подмятое (северо-западное) крыло надвига сложено отложениями надугленосной и пестроцветной свит юры и нижних пачек

мела, падающими на юго-восток под углом 40° . По линии надвига эти отложения последовательно срезаются надвинутой на них (к северо-западу) угленосной свитой, которая наклонена также к юго-востоку под углом в $45-50^\circ$. Сместитель надвига совпадает с одной из межпластовых поверхностей угленосной свиты в надвинутом крыле, на которой местами отчетливо видны штрихи и борозды скольжения, ориентированные по падению пластов. Максимальная стратиграфическая амплитуда надвига, достигающая 200 м, установлена в его крайних северо-западных точках (в середине), где угленосная юра перекрывает нижние пачки мела. К северо-востоку и юго-западу амплитуда постепенно сокращается до нескольких метров.

Питауский и Чигирташский надвиги нарушают стратиграфически более высокие горизонты от мела до неоген-древнечетвертичного комплекса. Принципиально они сходны с вышеописанными, но характер их проявления несколько другой, что определяется их иным положением в структуре.



Фиг. 14. Характер надвигов в юрских отложениях южного крыла Карагундайской антиклинали. Вид на юго-запад.

Питауский надвиг приурочен к широтной части крыла (далее к востоку). Вблизи устья Балатай-сая он проявляется в контакте меловых и палеогеновых пород. В то время как меловые породы однообразно падают здесь на юго-юго-восток под углом до 80° , палеогеновые породы встают на голову и, разрываясь, наклоняются в обратном направлении. На плоскостях их наслоения наблюдаются борозды скольжения, указывающие на их движение в сторону палеозойского ядра складки, а

непосредственно в контакте с мелом отмечены обвальцованные обломки. Вместе с тем в гипсометрически пониженных местах палеоген выполаживается и залегает с мелом согласно. В этих местах на поверхности пластов также видны борозды скольжения.

К востоку от устья Балатай-сая Питауский надвиг выражен с меньшей отчетливостью. Но он, по видимому, продолжается в этом направлении и дальше и носит такой же межпластовый характер. На правом берегу Нарына, по обе стороны железной дороги, на поверхности известняковых горизонтов палеогена наблюдаются многочисленные борозды скольжения, аналогичные вышеописанным; здесь же глинистые горизонты испытывают послойные течения, отчего наблюдаются резкие колебания их мощности. На левом берегу борозды скольжения на поверхности известняков отмечены С. С. Шульцем (1948). По его мнению, послойные движения верхних пластов относительно нижних были направлены не прямо в сторону падения пласта, а под углом к нему в сторону общего погружения антиклинали.

К западу от устья Балатай-сая Питауский надвиг несколько видоизменяется. В районе перевала Бумақыбель (ближе к периклинали Карагундайской антиклинали) он приобретает юго-западное простирание, переходит в вышележащие отложения и становится секущим. В северо-западном крыле его обнажены последовательно срезаемые пласты мела, палеогена и неогена, а в юго-восточном — палеоген и неоген. Юго-восточное крыло по отношению к северо-западному смещено в направлении к ядру складки на 2,5 км. Сместитель занимает вертикальное положение и местами опрокинут к юго-востоку. Изменение характера надвига связано с его переходом в более приподнятую область периклинали.

Точно такой же секущий характер имеет и последний из отмеченных выше разрывов — Чигирташский. Он расположен еще ближе к перикли-

нали и определяется стыком меловой толщи с различными горизонтами палеогена и неоген-древнечетвертичного комплекса, сдвинутыми относительно друг друга в плане почти на 3 км. Сместитель его наклонен к северо-западу под углом до 65° ; создается впечатление, что меловая толща взброшена на более молодые горизонты к юго-востоку. Однако по аналогии с Питауским надвигом сместитель с глубиной приобретает, по видимому, обратный наклон, выполаживается и сливается с одной из поверхностей наслоения, т. е. здесь мы имеем дело с таким же надвигом, какой вызывает сближение сорванной части покрова с палеозойским ядром складки.

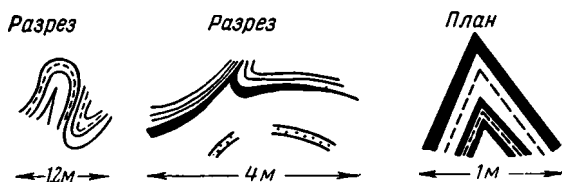
Из всего сказанного следует, что надвиги южного крыла Карагундайской антиклинали представляют собой в целом нарушения межпластовые. Они связаны с последними скольжениями внутри мезо-кайнозойской толщи и с явлениями ее срыва с палеозойского ложа. Не случайно, по видимому, эти надвиги располагаются на продолжении контактов отдельных палеозойских выступов с юрскими отложениями или проходят отдельными своими частями по поверхностям наслоения в мезо-кайнозое.

Этот процесс мог совершаться двояким путем: либо путем последовательного срыва и гравитационного сползания отдельных все более и более молодых частей покрова с ядра внутрь Ферганской впадины, как это иногда принято думать, либо путем срыва и надвигания покрова на ядро в условиях интенсивного бокового сжатия со стороны последнего, направленного в противоположную сторону, с севера на юг. Более вероятным нам представляется второе, ибо в противном случае при гравитационном сползании мы имели бы еще один крупный разрыв — первичный, в контакте палеозоя с юрой севернее Ташкумыр-Балатайской зоны срыва. На самом деле этот разрыв отсутствует. Юрские отложения между ядром складки и Ташкумыр-Балатайской зоной залегают на палеозое нормально трансгрессивно и не сползают вниз. Стало быть, надвигание покрова по этой зоне, направленное к ядру складки, носит первичный характер. Оно могло произойти только в условиях давления палеозойского ядра обратного знака.

Наблюдаемая в южном крыле Карагундайской антиклинали интенсивная дополнительная складчатость находится в тесной связи с охарактеризованными надвигами и, в свою очередь, сопряжена с рядом более мелких нарушений.

Одна из дополнительных складок располагается на юго-западном продолжении Балатайского надвига. По мере его затухания юрские отложения наклоняются к северо-западу и юго-востоку соответственно под углом в 10 и 42° и образуют затем четкий антиклинальный перегиб шириной до 750 м (по кровле пестроцветной свиты), замыкающийся далее в виде петли. В ядре этой складки обнажен небольшой обособленный палеозойский массив, южная сторона которого находится на одной линии со сместителем надвига. По ней, видимо, и произошел срыв юрских пород с палеозойского ложа, вызвавший самую складку.

Более мелкая складчатость установлена в подмятых северных крыльях Ташкумырского и Балатайского надвигов (фиг. 15). Размеры складок находятся в пределах нескольких метров и зависят от состава юрских



Фиг. 15. Мелкая складчатость угленосной юры на южном крыле Карагундайской антиклинали.

пород, в которых складки прослеживаются. В углисто-глинистых пластах наблюдается гофрировка, в песчаной надугленосной свите складки более крупные и пологие. Оси их в общей массе простираются вблизи надвигов преимущественно в направлении восток-северо-восток, т. е. так же, как и сами надвиги. Шарниры ныряющие, встающие иногда вертикально. Складки сопровождаются явлениями местных срывов твердых пропластков по более пластичным и тесно переплетаются с взбросовыми смещениями, которые происходят в соответствии с общим движением масс покрова на север; взбросы характеризуются весьма незначительной протяженностью и амплитудой и являются в основном нарушениями продольными, с падением сместителей к югу.

Дополнительная складчатость описываемого района, будучи тесно связана с крупными надвигами, также не может объясняться гравитационными сползаниями. В пределах южного крыла она распространяется до контакта с палеозоем и расположена как бы перед фронтом сдвигающихся в Фергану палеозойских масс. Вместе с тем на северном крыле Карагундайской антиклинали, как указывалось выше, она отсутствует, хотя условия для сползания к северу, в синклираль между ядрами Карагундайской и Калайской антиклиналей, здесь имеются. Мелкая складчатость появляется снова лишь на пологом южном крыле Калайской антиклинали, опять перед палеозойским ядром. Здесь она менее интенсивна и в размахе достигает 7—12 м. Складки этого участка простираются в одних случаях широтно, в других — меридионально. Они отражают давление палеозойской рамы, которой юрские породы ограничиваются с севера и востока.

Заканчивая описание Карагундайской антиклинали, обратим внимание еще на один факт, а именно, на проявление в некоторых частях ее сбросовых трещин. Последние отмечены в неоген-древнечетвертичных отложениях, слагающих периклираль складки. Их амплитуда колеблется в пределах 3—5 м. Простираение меридиональное или юго-западное. По-видимому, периклираль испытывала усилия растяжения, которые возникли в ходе развития складки при вдвигании ее ядра в мезо-кайнозойский покров. Может быть, в связи с этим стоит и отмеченная ранее изменчивость характера проявления Питауского и Чигирташского надвигов, которые по мере приближения к периклинали выкручиваются и становятся секущими.

Схема истории развития антиклинали

В течение мезо-кайнозойского времени палеогеографические условия района Карагундайской антиклинали неоднократно менялись. В триасе район является частью приподнятого пенеплена и подвергается интенсивному выветриванию (Н. М. Синицын). В юрский период здесь возникает небольшая впадина, которая заполняется угленосными осадками. Граница ее проходит несколько севернее и западнее Карагундайской гряды; к востоку юрская впадина простирается до р. Сарыбия у Ангрек-тау (И. И. Горский).

С начала мелового периода оформляются более или менее близкие к современным контуры Ферганской впадины как области накопления. Ее горное обрамление поднимается, а сама впадина затапливается мелким морем с весьма скудными проявлениями жизни (Д. В. Наливкин, О. С. Вялов, М. Г. Барковская). Описываемый район располагается в это время на краю впадины и служит местом накопления прибрежно-морских красноцветных отложений. Местами здесь вспыхивает вулканическая деятельность.

В палеогене Ферганская впадина продолжает прогибаться (Шульц). Морской бассейн в ее пределах становится более стабилизированным и расширяется. Антиклиналь целиком затапливается его водами, отложившими здесь довольно мощные известковистые и глинистые осадки с многочисленной фауной.

Наконец, в неоген-древнечетвертичное время, в связи с начавшимися самыми интенсивными в Средней Азии горообразовательными движениями, Ферганская впадина осушается. Вместе с тем она продолжает усиленно прогибаться (Н. П. Васильковский, В. И. Попов). Впадина принимает в себя громадные количества грубообломочных отложений, которые в описываемом районе представлены тремя мощными свитами.

Как видим, в Фергане в течение мезо-кайнозоя произошло очень много событий, которые в районе Карагундайской антиклинали нашли отражение в неоднократных сменах палеогеографических условий. Однако тектоническое развитие самой антиклинали, по его направленности, оставалось, повидимому, неизменным.

Выше уже отмечалось, что юрские отложения по мере перехода к своду антиклинали и периклинальному окончанию становятся более грубозернистыми, причем мощность их значительно сокращается; на крыльях она также различна, что говорит об асимметричном строении антиклинали. Мощность меловых отложений к своду периклинального окончания складки уменьшается в пять раз. Заметное уменьшение мощности в этом направлении установлено и по отдельным горизонтам палеогена. Неоген-древнечетвертичный комплекс изменяется в таком же плане.

С другой стороны, отложения мезо-кайнозойского покрова в вертикальном разрезе связаны более или менее постепенными фаціальными переходами. Угловые несогласия, нередко считающиеся признаком проявления скоротечных складчатых движений, здесь отсутствуют. Тем не менее, мы видим прекрасно выраженную и достаточно сложно построенную складчатую структуру, которая образовалась, стало быть, без таких скоротечных движений. Очевидно, она развивалась длительно и, несмотря на менявшиеся палеогеографические условия, постоянно оказывала влияние на ход накопления мезо-кайнозойских осадков.

Темп ее развития был, повидимому, более интенсивным во время отложения грубообломочных осадков, изменчивость которых в пределах антиклинали более значительна, т. е. темп развития антиклинали возрастал с усилением тектонических движений Ферганского палеозойского обрамления, с усилением его размыва.

Ядро антиклинали изгибалось всей своей массой и поднималось вверх. Этот подъем был весьма незначительным. Ядро не выходило на уровень эрозионного среза и не являлось источником сноса обломочного материала, так как состав мезо-кайнозойских отложений, принимающих участие в строении складки, более разнообразный и грубый, чем состав пород ядра.

Вместе с тем ядро двигалось и внутрь Ферганы. Начальные этапы этого движения не могут быть выяснены, но его конечные стадии определяются достаточно четко. Они выразились в том, что мезо-кайнозойский покров был сорван со своего основания и надвинулся на ядро.

Как отмечалось, участие гравитационного сползания в этом процессе, повидимому, исключено. Медленный и незначительный подъем ядра не мог способствовать явлениям сползания большого масштаба. Они не могли быть вызваны и прогибанием Ферганской впадины в целом, ибо в таком случае деформации покрова, аналогичные описанным по району Карагундайской антиклинали; широко проявились бы и в предгорьях Кураминско-Чаткальского обрамления, где они отсутствуют.

2. АНГРЕКСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Ангреская антиклиналь расположена на левобережье р. Нарына, несколько восточнее Карагундайской антиклинали. Как и последняя, она представляет собой «структурный нос», далеко вдающийся в Ферганскую впадину (фиг. 1, № 9).

Ядром антиклинали является палеозойский массив Ангрес-тау, сложенный плотными и массивными, частично окремнелыми, известняками, содержащими редкие прослои глинистого сланца и песчаника.

В направлении на запад-юго-запад от палеозойского обрамления ядро погружается и последовательно облекается отложениями юры, мела, палеогена и неоген-древнечетвертичного комплекса. На палеозое эти отложения залегают трансгрессивно и с резким угловым несогласием. На южной стороне ядра они местами залегают согласно с древней поверхностью денудации, срезающей отдельные палеозойские пласты. Последняя вместе с ними наклонена, по С. С. Шульцу, к ЮЮВ $160^\circ \angle 70^\circ$. Возможно, что ядро изогнуто новейшими движениями всей его массой.

Юрские отложения узкой полосой огибают палеозойский выступ Ангрес-тау. Мощность их незначительна. Будучи смяты в ряд мелких складок, они падают от выступа на юг, юго-запад и северо-запад. К востоку они выклиниваются, к западу предположительно тянутся до Нарына.

Следующие вверх по разрезу толщи мела и палеогена довольно близко сходны с таковыми по Нарыну. Можно только отметить, что мощность мела здесь сокращается в 2—3 раза.

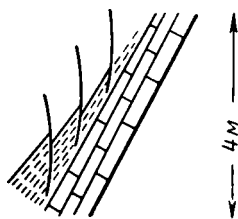
В этих толщах установлены межпластовые перемещения, которые вызывают большие колебания мощностей отдельных глинистых горизонтов. Более твердые горизонты также изменяются, но эти изменения носят первичный характер. Отметим, в частности, что на своде Ангреской антиклинали кар-

бонатные горизонты палеогена сокращаются по мощности в общей сложности на 20—30%. Очевидно, Ангреская антиклиналь, как и Карагундайская, имела длительное развитие и может быть также названа конседиментационной структурой (термин С. С. Шульца).

Неоген-древнечетвертичный комплекс состоит, как и в других районах, из трех свит (снизу вверх) — красноцветной, бурой и серой, общей мощностью до 1350 м. Южнее, ближе к центральным частям Ферганы, последняя значительно увеличивается и превышает 2 км.

В отложениях мезо-кайнозойского покрова наблюдается ряд дополнительных складок. Одни из них наложены на периклиналиное окончание Ангреской антиклинали, другие располагаются на ее южном крыле. К последним мы относим и сравнительно крупную Избаскентскую антиклиналь, отстоящую от палеозойского ядра на значительном расстоянии к югу, но повторяющую в плане его контуры и несколько наклоненную в его сторону (фиг. 1, № 10).

Как в плане, так и в разрезе дополнительные складки, подобно Избаскентской антиклинали, ориентированы согласно с контурами палеозойского ядра. На южном склоне Ангреской антиклинали северные крылья дополнительных складок узкие и более крутые (до 35°), и сами складки как бы избегают на палеозойское ядро. Вместе с тем их размеры уменьшаются с уменьшением мощности покрова, в котором они проявляются. Так, в частности, самая южная складка — Избаскентская



Фиг. 16. Нарушения в связи с послойными передвижками в палеогене района Ангрес-тау.

антиклиналь — имеет длину до 35 км, ширину 6—7 км, а следующая к северу складка соответственно 8 и 3 км. В периклинальной части дополнительные складки еще более мелкие и интенсивные. Как с юга, так и с севера они опрокинуты и надвинуты в сторону свода Ангрекской антиклинали.

В крутых крыльях дополнительных складок нередко проявляются продольные надвиги. В периклинальной части Ангрекской структуры последние отходят от контактов палеозоя с мезо-кайнозоем. Движение мезо-кайнозойской толщи по их сместителям направлено в сторону палеозойского ядра. Об этом свидетельствуют и другие, более мелкие, подвижки, которые также носят вполне определенный межпластовый характер и проявляются очень широко (фиг. 16, 17, 18).

Очевидно, дополнительная складчатость вызвана срывом мезо-кайнозойской толщи с палеозойского ложа и внутренними межпластовыми перемещениями. На многих из этих дополнительных складок отложения не испытывают таких закономерных изменений, как какие наблюдаются, например, в пределах Ангрекской антиклинали в целом (см. выше). Большинство дополнительных складок — это типичные постседиментационные образования (термин С. С. Шульца).

Складчатость и разрывы района находятся в теснейшей связи. Взятые вместе, они вызывают сжатие и сокращение мезо-кайнозойского покрова. При устремленности их в направлении ядра они вряд ли могли быть вызваны гравитационными сползаниями. Причиной их возникновения была, вероятнее всего, только активность палеозойского ядра. Ядро давило на покров с севера на юг, вдвигалось в него и поддвигалось под него. В результате покров был сорван со своего основания. Двигаясь в обратном направлении, он был разбит межпластовыми нарушениями и смят в дополнительные складки срыва. Так возникла Ангрекская антиклинальная структура облекания в целом.



Фиг. 17. Поверхность скольжения в известняках палеогена Ангрекской антиклинали.



Фиг. 18. Борозды скольжения на поверхности наложения известняков палеогена в северо-западном крыле Ангрекской антиклинали.

3. РАЙОН АЧИСАЙСКОЙ И СЮРЕНТЮБИНСКОЙ АНТИКЛИНАЛЕЙ

Район расположен на водоразделах рек Караунгур—Кугарт—Кара-Дарья—Андижан-сай и занимает значительную площадь Восточной Ферганы (фиг. 1, № 11—16). Северо-западная часть его представляет собой невысокую гряду, вытянутую от г. Андижана на северо-восток до кишлака Чарвак. Длина ее достигает 75 км, ширина — около 15 км. Гряда сложена главным образом неоген-древнечетвертичными отложениями, из-под которых ближе к палеозойским выступам Ферганского хребта обнажаются палеоген, мел и юра. Со стороны г. Оша к гряде (в дальнейшем мы будем называть ее Аламышикской грядой) примыкает равнина, закрытая новейшими отложениями. Эта равнина к северо-востоку постепенно воздымается, становится более расчлененной и за Джалал-Абадом переходит в новую возвышенность — Сюрентюбинскую. Здесь главнейшая роль принадлежит образованиям палеозоя, юры, мела и палеогена.

До последнего времени считалось, что складки мезо-кайнозойского покрова на площади описываемого района пересекают Ферганскую впадину наискось и полосой направляются к юго-западу на северо-восток, не считаясь с контурами палеозойского обрамления (О. С. Вялов и др.). На отрезке от кишлака Сузака до г. Андижана и далее на юго-запад полоса складок получила название диагональной перемычки (С. С. Шульц). Рядом авторов последняя считается связующим звеном между структурами Восточной и Южной Ферганы. Параллельно ей, с юго-востока, О. С. Вяловым предполагается Карачатырская палеозойская гряда, отделяющая от собственно Ферганской впадины небольшую Куршабскую впадину и также соединяющая структуры Восточной и Южной Ферганы.

Некоторые сведения о стратиграфии

Юрские отложения выходят на поверхность по р. Караунгур и в окрестностях массива Сюрентюбе. По Караунгuru они представлены песчаниками и глинами, вверху пестроцветными, общей мощностью 250—280 м.

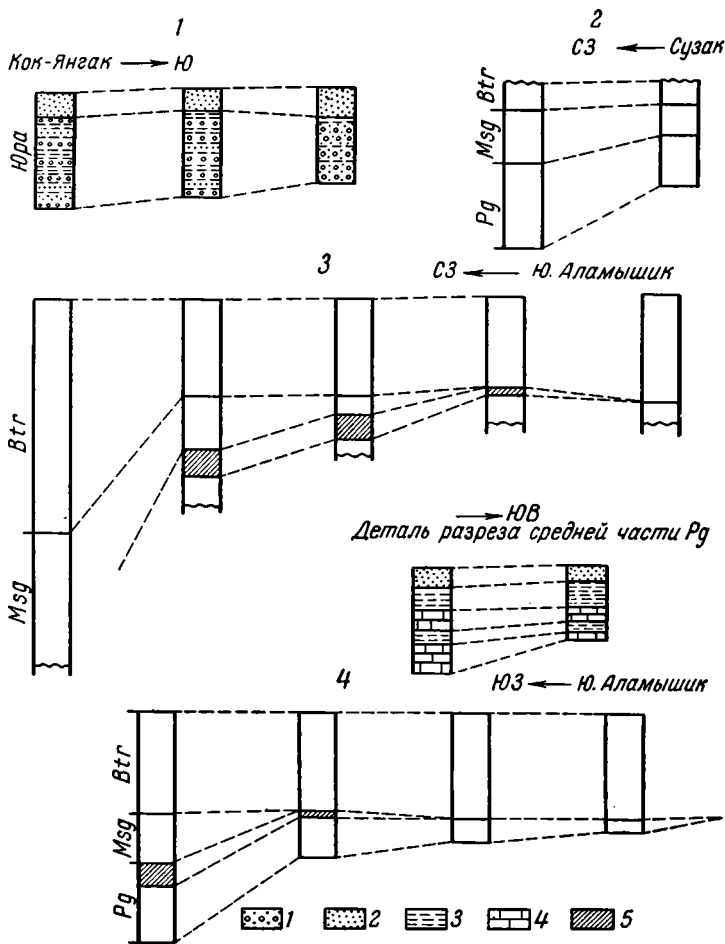
У массива Сюрентюбе они обычно подразделяются на две толщи. Нижняя толща мощностью в 500—600 м сложена чередующимися конгломератами и сланцами; в верхней толще преобладают серые песчаники, мощностью 200—310 м. По аналогии с другими районами, над песчаниками верхней толщи, вероятно, залегают еще пестроцветные глины также юрского возраста.

По Е. О. Погребичкому (1932), нижняя толща в районе Кок-янгака имеет мощность около 500 м, в районе Сары-булака (южнее) — 450 м и в районе Маркая (еще южнее) — 350 м (фиг. 19). Одновременно с уменьшением мощности обломочный материал становится более грубым, количество сланцев резко сокращается за счет увеличения количества конгломератовых прослоев. Верхняя толща в южном направлении от Кок-янгака, наоборот, увеличивается в мощности, хотя и весьма незначительно. Увеличение не нарушает общей картины сокращения юрского разреза к югу, к осевой части выступа палеозойского массива Сюрентюбе.

Меловая система отчетливо подразделяется на два отдела: красноватый нижний мел, сложенный в основном песчано-глинистыми породами, и пестроцветный верхний мел — глины, известняки, песчаники, пески с обильной морской фауной и гипсы.

В районе Сузака разрез меловых отложений описывался неоднократно (Ф. Н. Чернышев, О. С. Вялов и др.). По различным данным, общая мощность разреза здесь превышает 1 км. По р. Караунгuru меловые отложения изучались В. Г. Клейнбергом и О. А. Рыжковым. Мощность разреза там определяется в 1600—1650 м. К северо-востоку от Сузака мощность

меловых отложений, повидимому, возрастает. Если в сузакском разрезе их верхняя часть, соответствующая верхнему мелу, не превышает, например, 500 м, то по р. Караунгуру она достигает 750 м. Мощность мела увеличивается и к востоку. С. С. Шульц (1948) указывает, что южнее массива Сюрентюбе она достигает 1740 м. Очевидно, с учетом данных по Нарыну (см. выше), зона наиболее сильных прогибаний меловой эпохи



Фиг. 19. Схема изменения мощностей мезо-кайнозоя Сюрентюбинской антиклинали.

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — известняк; 5 — сумсарский ярус Pg.

приходилась на зону современных предгорий Ферганского хребта. На это обращалось внимание и другими авторами (Рыжков, 1951). В предгорьях в это время наиболее значительный подъем испытывала лишь Ангрекская антиклиналь, где мощность мела сокращается в 3—4 раза.

Отложения палеогена испытывают следующие изменения.

Наиболее полный их разрез отмечен в районе Сузака. Он начинается пачкой белых гипсов с прослоями светлых известняков и зеленоватых глин бухарского яруса. Выше следует сузакский ярус, сложенный плотными известняками и красноцветными гипсоносными глинами. Последние сменяются серыми песчанистыми известняками алайского яруса и затем зелеными глинами и серыми известняками туркестанского яруса. Нако-

нец, выше появляется пачка светлых мергелей, зеленых и малиновых глин риптанского — сумсарского ярусов. Общая мощность палеогена в районе Сузака превышает 200 м.

К северо-востоку, ближе к обрамлению, разрез палеогена значительно сокращается. По р. Караунгуру бухарский ярус отсутствует, алайский ярус представлен песчаными разностями; последние появляются и в вышележащих ярусах. Мощность палеогена по р. Караунгуру измеряется в 130 м.

Еще ближе к обрамлению Ферганского хребта разрез палеогена становится наименее полным. По р. Кугарту и его верхним притокам, как установлено В. Г. Клейнбергом, обломочный материал во всех горизонтах более грубозернист, появляется битая ракушка, фауна же в неизменном виде сохраняется только местами в отложениях сузакского яруса. По сравнению с караунгурским разрезом мощность палеогена сокращается в 1,5—2 раза.

С. С. Шульцем и другими авторами отмечалось, что Ферганский хребет служил восточной границей распространения палеогенового моря. Приведенные данные подтверждают это. Вместе с тем они указывают, что изменения разреза палеогена сравнительно с изменениями мела происходят в другом, диаметрально противоположном, направлении. Если зона наибольшего мелового прогиба располагалась в предгорьях современного Ферганского хребта, то такая же зона в палеогене оказывается значительно смещенной к юго-западу, во внутренние части современной Ферганской впадины, где наибольшие мощности палеогена превышают в два раза таковую в известном исфаринском разрезе Южной Ферганы (Осипова, 1949).

В ряде мест по правому берегу р. Кара-Дарьи (окрестности Сузака) отложения палеогена нацело «срезаются» грубообломочными отложениями неоген-древнечетвертичного комплекса, так что буропетная часть последних (бактрийский ярус О. С. Вялова) с угловым несогласием до 35° налегает здесь непосредственно на горизонты мела. Полное или частичное выпадение палеогена из колонки мезо-кайнозойских отложений установлено и юго-западнее, на левобережье р. Кара-Дарьи, в пределах Южного Аламышика. Это сокращение разреза палеогена за счет «срезания» вышележащими горизонтами приходится в основном на юго-восточный край Аламышикской гряды между окрестностями Сузака и Андижан-саем.

Об этом говорилось и ранее, причем указывалось, что увеличение размыва палеогеновых структур происходит только в юго-восточном направлении. В этом направлении в пределах Южного Аламышика абсолютная отметка подошвы сохской серии уменьшается с 400 до 250 м (С. И. Ильин и др.).

Однако здесь дело, повидимому, не в одном размыве. По целому ряду данных среднеазиатских геологов, к северо-западу от Сузака, к Чангирташу, мощность палеогена почти удваивается [фиг. 19 (2)]. На левобережье р. Кара-Дарьи, от Южного Аламышика к северо-западу, заметно возрастает по мощности, например, сумсарский ярус [фиг. 19 (3)]. То же можно сказать о некоторых других горизонтах палеогена (см. также фиг. 19) и т. д. Очевидно, наблюдающееся по юго-восточному краю Аламышикской гряды сокращение стратиграфической колонки палеогена является и результатом срезания предбактрийской эрозии, и результатом выклинивания отдельных горизонтов внутри палеогена.

С другой стороны, это сокращение происходит не только к юго-востоку. От Андижан-сая мощность палеогена начинает возрастать к юго-западу [фиг. 19 (4)]. Очевидно, зона уменьшенных мощностей палеогена изменяет в районе Андижан-сая свое юго-западное простирание и свора-

чивается к юго-востоку, как бы оконтуривая некоторую часть закрытой равнины, прилегающей с юго-востока к Аламышикской гряде и находящейся на юго-западном продолжении палеозойского массива Сюрентюбе.

О поведении палеогена в южной части этой равнины судить трудно. В единственном обнажении около Султанабада он отсутствует.

В коренных выходах палеогеновые отложения появляются лишь восточнее, по берегам рр. Куршаб-Дарьи и Яссы, где они представлены всеми своими горизонтами довольно значительной мощности и простираются на юго-запад на расстояние до 30 км. Падая к юго-востоку, они огибают (уже с юга и юго-востока) массив Сюрентюбе и лежащую на его продолжении группу складок. Далее палеогеновые отложения обрываются разрывом у возвышенности Суганды, но тянутся, по видимому, под современными наносами и далее к западу, т. е. к горизонтам, подсеченным скважинами в районе Андижан-сая.

Значительные изменения испытывает также и неоген-древнечетвертичный комплекс. В юго-западной части Аламышикской гряды (от Сузака до Андижан-сая) его нижняя красноцветная свита изменяется так же, как и палеоген. К северо-западу от Сузака, к Чангирташу, мощность ее возрастает почти в два раза. На левобережье р. Кара-Дарьи, по юго-восточному краю гряды, кирпично-красные отложения местами отсутствуют, а северо-западнее их мощность измеряется в несколько сотен метров. Наконец, их мощность возрастает также от Андижан-сая к юго-западу [см. фиг. 19 (2—4)]. Очевидно, зона минимальных мощностей неоген-древнечетвертичного комплекса (как и палеогена) оконтуривает необнаженную равнину, находящуюся юго-восточнее Аламышикской гряды на юго-западном продолжении массива Сюрентюбе.

В северо-восточной части Аламышикской гряды (севернее широты Базар-Кургана) кирпично-красные отложения изменяются в другом плане. На Кугарт-Караунгурском водоразделе они встречаются не повсеместно, имеют малую мощность и нередко нацело выпадают из разреза, будучи «срезанными» молодыми горизонтами.

Более существенное значение эти отложения получают по краям водораздела как по юго-восточному, так и по северо-западному. К северо-западу от водораздела, на правобережье р. Караунгура, и к юго-востоку, по р. Карамарту, их мощность значительно возрастает.

Описание структур

В связи с различной обнаженностью мезо-кайнозойские структуры описываемого района выявлены с различной полнотой. Лучше всего они выражены в Аламышикской гряде, обследованной нами на всем ее протяжении от Андижана до Чарвака. Юго-восточнее этой полосы структуры могут быть изучены лишь в окрестностях массива Сюрентюбе; здесь они осматривались нами в отдельных местах. Вся остальная площадь района, имеющая значительные размеры, скрыта под чехлом современных наносов и недоступна для наблюдений.

Аламышикская гряда в тектоническом отношении не однородна и может быть подразделена на две различно построенные части — северо-восточную и юго-западную.

Первая из них занимает в основном Карамарт-Караунгурский водораздел и правобережье р. Караунгура и сложена наиболее древними отложениями от палеозоя до палеогена включительно, в которых наблюдается ряд сильно сжатых антиклинальных и синклиналиных складок. От юго-западной части она отделена довольно широким прогибом, простирающимся широтно от с. Спасского до кишлака Базар-Кургана и выполненным неоген-древнечетвертичными отложениями. С северо-запада к ней примы-

кает обширная Шайданская синклиналь того же северо-восточного простирания, отделяющая ее от Ангрекской антиклинали. С юго-востока с ней граничит сложная Кугартская синклиналь, отделяющая ее от палеозойского массива Сюрентюбе. Таким образом, описываемая часть диагональной перемычки представляет собой самостоятельное антиклинальное поднятие — Ачсайскую антиклинали (фиг. 1, № 11).

Длина антиклинали достигает 30 км, ширина — 15 км. Антиклинали начинается от двух выступов Ферганского палеозойского обрамления и далее погружается в юго-западном направлении. Замыкание ее происходит в районе Базар-Кургана, на что указывают и данные магнитометрических работ И. В. Мухина 1949 г., по которым изодинама 25 вблизи Базар-Кургана дугообразно выгнута к западу в соответствии с формой антиклинали. Свод поднятия характеризуется уменьшенными мощностями кирпично-красных отложений неоген-древнечетвертичного возраста (и, повидимому, всех других, о которых у нас нет достаточных данных).

Юго-западная часть Аламышикской гряды, расположенная к северо-востоку от Андижана в области широкого распространения неоген-древнечетвертичных и частично палеогеновых и меловых отложений построена в ином плане, хотя и имеет много принципиально общего с северо-восточной частью.

Наиболее существенная роль здесь принадлежит разнообразным брахиантиклинальным складкам северо-восточного и почти широтного простирания. Складки образуют довольно сложно деформированную зону, в которой местами проявляются надвиги и сбросы. Складки асимметричны и в своем большинстве опрокинуты или наклонены на юго-восток и юг, к широкой и необнаженной низменности, в направлении которой они волнообразно поднимаются. При этом, как мы видели выше, происходит также значительное сокращение мощности слагающих их мезо-кайнозойских отложений, достигающей по юго-восточной окраине гряды минимальных величин.

При описании других районов вблизи Ферганского обрамления нами было показано, что складки покрова часто наклоняются в направлении сводов крупных длительно развивающихся антиклинальных поднятий с палеозойским ядром внутри. На сводах этих поднятий замечается также и сокращение стратиграфической колонки мезо-кайнозоя. Поэтому мы с достаточным основанием можем предположить наличие такого свода и на задернованной площади юго-восточнее рассматриваемой части Аламышикской гряды. Заметим, что эта площадь находится на юго-западном продолжении палеозойского выступа Сюрентюбе. В ее пределах, как показывает гравиметрический профиль Оп — Андижан — Учкурбан П. Л. Антонова, отмечено увеличение силы тяжести, которое, повидимому, и соответствует некоторому подъему тяжелых палеозойских масс.

Таким образом, юго-западная часть Аламышикской гряды представляет собой северо-западное крыло другого длительно развивающегося поднятия — Сюрентюбинской антиклинали (фиг. 1, № 12). Противоположное крыло этой антиклинали отчетливо очерчивается третичными отложениями и является общим с северо-западным крылом крупной Узгенской синклинали. Оба крыла к западу проявляют тенденцию к сближению, что можно видеть на различных геологических картах, и в районе Андижана, повидимому, замыкаются. Здесь намечается периклинальное окончание антиклинали, которое маркируется также и зоной уменьшенных мощностей мезо-кайнозойского разреза. В этих пределах длина антиклинали достигает 80 км, ширина — 30 км.

Еще в 1948 г. на существование Сюрентюбинской антиклинали указывал С. С. Шульц, считавший, что горы Сюрентюбе представляют собой выраженное в рельефе ядро размытой крупной сложной антиклинали,

вытянутой в северо-восточном направлении и разделяющей синклинальные депрессии Кугарта и Узгена. Однако он весьма ограничил размеры этой антиклинали, отделив от нее ее северо-западное крыло, которое было названо им диагональной перемышкой.

Существование Сюрентюбинской антиклинали подтверждается также двумя магнитными аномалиями, установленными в описываемом районе И. В. Мухиным. Одна из них по изодинаме 25 в виде широкого выступа вдается от района Джалал-Абада на юго-запад, другая (по той же изодинаме) в районе кишлака Аима образует угловатый замкнутый контур, острый угол которого также направлен к юго-западу. Обе аномалии лежат в одной зоне юго-западного простираения и с юга ограничиваются нулевой изодинамой, которая почти широтно идет к Андижану подобно полосе палеогена, предполагаемой нами под четвертичным покровом юго-восточнее Аламышкинской гряды.

Повидимому, нет никаких данных, чтобы говорить, что складки Аламышкинской гряды протягиваются в виде какой-то зоны в Южную Фергану. Юго-западнее Андижана на продолжении гряды констатированы складки, но они характеризуются более простым строением и однообразным северо-восточным простираением. Образуемая ими зона (см. ниже), уходящая в Южную Фергану, существенно отличается от описываемой. Ранее на это обращали внимание Ф. Н. Чернышев и др. (1910), указывавшие, что в районе Андижана появляется поперечная складчатость. Появление ее объяснялось предположительно перекрещиванием в этом районе складчатостей двух направлений — ферганского и чаткальского. По мнению Ф. Н. Чернышева и др., перекрещиванием было обусловлено также и катастрофическое землетрясение 1902 г.

Присутствие на описываемой площади двух крупных антиклиналей — Ачисайской и Сюрентюбинской — позволяет по-иному подойти к оценке строения смежных частей района, расположенных к юго-востоку от Аламышкинской гряды, где О. С. Вяловым была предположена Карачатырская палеозойская гряда (см. выше).

Рассматривая характер этой гряды от выходов в Южной Фергане, О. С. Вялов указывает, что северо-восточное погружение гряды вполне ясно лишь до г. Оша. Только отчетливые направления восточной группы адырных складок (мезо-кайнозойских складок Аламышкинской гряды) и небольшие массивы палеозоя на правобережье р. Кара-Дарьи позволяют предположительно наметить здесь положение этой гряды.

Однако мы уже показали, что адырным складкам свойственно другое строение. К этому мы добавим, что на протяжении 30 км к северо-востоку от Ошских горок выходы палеозоя отсутствуют, а палеозойские образования, которыми Ошские горки сложены, имеют северо-западное простираение. Последнее не соответствует общему широтному простираению палеозоя Алайского хребта и его предгорий и является аномальным. Ясно, что Карачатырская гряда не является связующим звеном между Ферганским и Туркестано-Алайским обрамлениями. К этому вопросу мы вернемся еще в следующей главе.

Перейдем к характеристике дополнительных складок мезо-кайнозойского покрова, осложняющих крупные Ачисайскую и Сюрентюбинскую антиклинальные поднятия.

А ч и с а й с к а я а н т и к л и н а л ь. В мезо-кайнозойском покрове в пределах Ачисайской антиклинали насчитывается ряд сравнительно крупных, длиной до 13 км и шириной до 3 км, дополнительных антиклинальных складок. Они характеризуются преимущественно северо-восточным простираением; иногда отходят друг от друга в виде ветвей. По мере погружения основной антиклинали от Ферганского обрамления к юго-западу простираение дополнительных антиклинальных складок

становится более широтным. Повидимому, и ось основной антиклинали также криволинейна и представляет собой дугообразную, может быть, с местными коленами, линию, выпуклую к юго-востоку.

Шарниры большинства дополнительных складок погружаются к юго-западу. Вследствие этого каждая из этих складок имеет одно периклинальное окончание на юго-западе. С северо-востока они открыты. Некоторые из них внешне весьма сходны с формами, рассмотренными нами при описании Ангрекской антиклинали.

Помимо складок с одним периклинальным окончанием, в середине Карамарт-Караунгурского водораздела установлены замкнутые складки, синклинальные и антиклинальные. Это связано, вероятно, с неровностями палеозойского ядра Ачисайской антиклинали, поверхность которого погружается к юго-западу весьма неравномерно.

Юго-восточные крылья антиклиналей обычно более крутые и наклонены под углом $50-90^\circ$. Северо-западные крылья имеют наклон в $10-40^\circ$ и лишь местами пласты слагающих их отложений выкручиваются. Иногда складки более или менее прямые, но чаще они асимметричны и наклонены в общем к юго-востоку. В этом направлении они как бы избегают к оси поднятия и затем ступенями опускаются по его крылу. Повидимому, Ачисайская антиклиналь в целом характеризуется той же асимметрией.

Наибольшая интенсивность дополнительной складчатости наблюдается в меловых и особенно в третичных отложениях, в которых могут быть насчитаны (помимо крупных) складки двух-трех порядков. В более молодых горизонтах, на юго-западе, складки выражены с меньшей интенсивностью и местами затухают.

В пределах отдельных участков контуры складок в третично-меловых отложениях не соответствуют контурам складок в юрских отложениях. Не исключено, что многие складки, если учесть их небольшие размеры, особенно наиболее мелких из них, и значительную резкость в тектоническом рельефе района, с глубиной затухают. Вероятно, они являются результатом срыва меловых пород с более пластичной пестроцветной свиты юры или вообще результатом межпластовых перемещений внутри мезо-кайнозойского покрова.

Дополнительная складчатость Ачисайской антиклинали сопряжена с разрывами. Разрывы наблюдались лишь в отдельных местах; их выявление и изучение затруднено в связи с плохой обнаженностью.

Основным типом разрывов являются, повидимому, надвиги. Несколько небольших надвигов с амплитудой $8-10$ м проходят в известняках палеогена на правом берегу р. Караунгура в сводах и по крыльям некоторых из дополнительных антиклиналей; сместители надвигов очень полого наклонены к северо-западу (фиг. 20). На правом берегу р. Кугарта те же известняки маркируют несколько более крутые (30°) надвиги, сопряженные с мелкой складчатостью. Все они также являются продольными, с падением сместителей в северо-западном направлении. Наконец, на левом берегу р. Караунгура, по рч. Сары-булак, вдоль крыла одной из сильно пережатых антиклиналей в известняках прослеживается надвиг амплитудой около 20 м, также сопряженный с мелкой складчатостью. Его сместитель круто падает в том же северо-западном направлении.

Вероятно, надвиги в пределах Ачисайской антиклинали имеют такой же характер, что и в районе Ангрек-тау. Вместе с интенсивной дополнительной складчатостью они говорят о сжатии и сокращении чехла постпалеозойских образований, перекрывающих неровный палеозойский фундамент.

С ю р е н т ю б и н с к а я а н т и к л и н а л ь. Как уже отмечалось выше, дополнительные складки, осложняющие Сюрентюбинскую антиклиналь, доступны для наблюдений по ее северо-западному крылу (в преде-

дах юго-западной части Аламышикской гряды) и в окрестностях массива Сюрентюбе.

По северо-западному крылу Сюрентюбинской антиклинали дополнительные складки обособляются в две группы, одна из которых, как мы уже говорили, характеризуется северо-восточным, а другая — почти широтным простираниями. По мере приближения к г. Андижану складки первой группы частично также становятся более широтными, так что крыло в целом представляется несколько выгнутым к юго-востоку. Повидимому, и ось Сюрентюбинской антиклинали дугообразно выгнута в том же направлении.



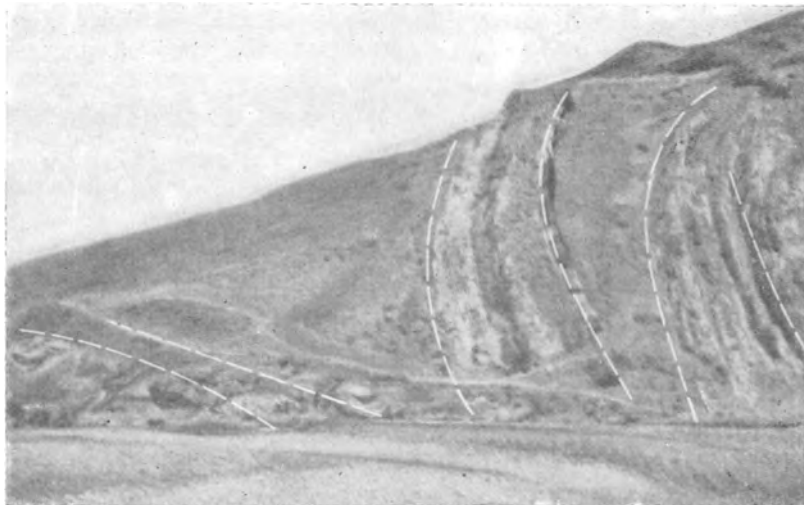
Фиг. 20. Пологие надвиги в отложениях палеогена Ачисайской антиклинали.

На площади распространения меловых и палеогеновых отложений среди складок с северо-восточным простиранием отмечаются три брахи-антиклинали — Чигирчикская, Сузакская и Карадарьинская (фиг. 1, № 13—14). Эти складки в виде кулис заходят одна за другую. Длина их колеблется в пределах 6—9 км, ширина достигает 2—3 км. Северо-западные крылья наклонены под углом 20—35°, юго-восточные поставлены более круто, до вертикального положения, и местами (Чигирчик) опрокинуты к юго-востоку. Вследствие этого сопредельные крылья каждой пары антиклиналей сочленяются под довольно острым углом. Между ними не исключено присутствие продольных разрывов с плоскостями сместителей, наклоненными к северо-западу. К числу таких разрывов относится, повидимому, надвиг, наблюдавшийся В. Г. Клейнбергом в опрокинутом юго-восточном крыле одной из антиклиналей. Своды антиклиналей широкие и пологие, арочного типа. Осевые плоскости (в поперечном разрезе) криволинейны; в более древних горизонтах они смещаются к юго-востоку, в сторону крутых крыльев. Палеозойские образования, вероятно, в строении складок участия не принимают. На это указывают небольшие размеры складок при их значительной резкости и большой глубине залегания палеозоя, измеряемой мощностью чангетской свиты мела.

В неоген-древнечетвертичных отложениях далее к северо-западу и западу по крылу Сюрентюбинской антиклинали дополнительные складки северо-восточного направления становятся более крупными и на поверхности представляются более спокойными образованиями. Это находится, повидимому, в прямой связи с увеличением мощности чехла кайнозойских отложений на площади их развития. В самых северо-западных из них

глубина до палеозоя, по гравиметрическим данным 1945 г., определена в 2,5—3 км.

Складки располагаются двумя рядами и хорошо отражены в рельефе (фиг. 1, № 15, 16 и др.). Длина антиклиналей по поверхности дислоцированных отложений составляет 20—25 км, ширина — 5—7 км. Северо-западные крылья широкие и наклонены под углом от 6 до 15°, юго-восточные — более приподняты, очень узкие и местами стоят вертикально; здесь они осложнены продольными надвигами (Южный Аламышик). Антиклиналь Северный Аламышик имеет более крутое северо-западное крыло, но это несколько не нарушает общей картины наклона складок к юго-востоку. С некоторой глубиной складки становятся более интенсивными.



Фиг. 21. Строение южного крыла Южно-Чангирташской антиклинали в правом борту р. Кара-Дарьи. Вид на запад-северо-запад.

Дополнительные складки второй группы с широтными простираниями построены в несколько ином плане. Они располагаются на более крупных складках северо-восточного простирания и захватывают лишь верхнюю часть мезо-кайнозойского покрова.

На площади меловых и палеогеновых отложений отмечено несколько широтных антиклинальных складок длиной от 1,5 до 3 км и шириной около 0,5—1 км.

На северо-западном крыле Карадарьинской антиклинали (см. выше), в правом борту р. Кара-Дарьи, развилась Южно-Чангирташская антиклиналь, сложенная известняками палеогена и брахиантиклинальной ветвью отходящая к запад-северо-западу. Она представляет собой асимметричную арку, северное крыло которой наклонено под углом до 50°, а южное стоит вертикально и местами подвернуто (фиг. 21). В подвернутом крыле имеет место продольный надвиг, сместитель которого наклонен к северу под углом около 15—20°. По надвику складка несколько надвинута на туркестанские известняки (к югу), полого падающие от реки в ее сторону.

Сузакская антиклиналь осложнена двумя широтными складками — Южно-Текебельской и Северо-Текебельской, несущими на себе, как и Южно-Чангирташская, следы интенсивного сжатия.

Первая из складок — Южно-Текебельская — начинается в обрыве против пос. Чангирташ в радиолитовом горизонте, где она представляет собой

довольно сложное образование с гофрированным южным крылом, разорванным волнистым сводом, и пологим северным крылом (фиг. 22). Далее к запад-северо-западу она имеет вид нормальной складки, опрокинутой уже к северу и заканчивающейся в третичных отложениях пологой периклиналью.

Вторая широтная складка — Северо-Текебельская — представляет собой структуру наиболее интересную. Как складка она выражена за обрывом правого берега Кара-Дарьи в известняках радиолитового горизонта, имея пологое северное крыло и вертикально стоящее южное. К востоку форма складки утрачивается, и в обрыве правого борта Кара-



Фиг. 22. Мелкая складчатость на своде Южно-Текебельской антиклинали.

Дарьи против кишлака Акшира на ее продолжении в тех же радиолитовых известняках мы видим надвиг. Сместитель этого последнего в радиолитовом горизонте весьма полого наклонен к северу, а при переходе в ниже лежащую пачку гипсов, мергелей и глин турана или сенона, которая также полого падает к северу, он сливается с плоскостями наложения (фиг. 23). К западу Северо-Текебельская антиклиналь прослеживается в надродиолитовой свите датского яруса и в гипсах бухарского яруса; в последних на нее накладывается сложная и запутанная мелкая гофрировка. Еще стратиграфически выше, в известняках сузакского, алайского и туркестанского ярусов, контуры складки снова исчезают, и мы видим лишь небольшой изгиб с тенденцией движения пород к югу.

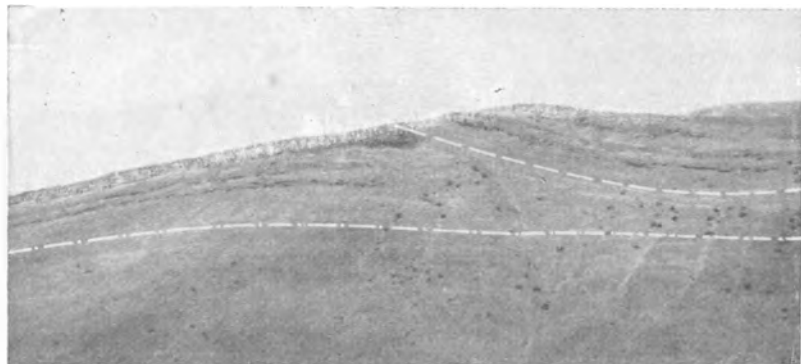
Широтные антиклинальные складки в неоген-древнечетвертичных отложениях имеют несколько большие размеры — длину 5—10 км и ширину 1,5—5 км. Они менее интенсивны, и разрывы в их пределах на поверхности не проявляются.

Одна из складок располагается между Сузакской и Акмечетской антиклиналями, другая (Харабекская) в виде ветви отходит на запад от оси антиклинали Южный Аламышик. Первая наклонена к югу: падение северного крыла ее не превышает 10—20°, падение южного крыла достигает 30—35°. Харабекская антиклиналь имеет более крутое (15°) и широкое северное крыло и пологое южное (5°).

Известно, что Харабекская антиклиналь с глубиной (в палеогене) исчезает; здесь констатирован лишь моноклиальный наклон пластов в северных румбах. Очевидно, широтные складки в неоген-древнечетвер-

тичных отложениях аналогичны широтным складкам в меловых и палеогеновых отложениях. Как те, так и другие являются типичными складками срыва.

В окрестностях палеозойского массива Сюрентюбе дополнительные складки имеют такой же характер, как и только что описанные складки северо-западного крыла Сюрентюбинской антиклинали. Вместе с тем среди них присутствуют весьма крупные антиклинали и одна синклиналь, выполненная мощной толщей меловых и третичных отложений. Повидимому, палеозойское основание весьма неровное, и отдельные его выступы участвуют в строении некоторых наиболее значительных дополнительных складок.



Фиг. 23. Межпластовый надвиг на восточном продолжении Северо-Текебельской антиклинали. Вид на запад.

Рассмотрим некоторые примеры.

К западу от массива установлена Кокичкенская антиклиналь, в ядре которой обнажена верхняя часть юрской толщи. Она простирается в северо-восточном направлении и имеет длину (по кровле юрских отложений) 5 км и ширину 2,5 км. Северо-западное крыло антиклинали падает под углом 25° , юго-восточное стоит вертикально. Складка наклонена в сторону «подземного» продолжения палеозойского массива. По Е. О. Погребицкому (1932), в ее ядре имеет место надвиг, наклоненный к северо-западу, по которому северо-западное крыло надвинуто на юго-восточное.

Еще западнее располагается Джалалабадская антиклиналь северо-восточного простираения, длиной до 20 км и шириной (по южному обнаженному крылу) 2 км. По С. С. Шульцу (1948), она осложнена продольным разрывом и несколько опрокинута к северо-западу, в сторону Кугартской синклинали. Данные Погребицкого, наоборот, говорят об опрокидывании этой антиклинали к юго-востоку. Последнее находится в большем соответствии с общим строением Сюрентюбинской антиклинали.

К югу от описанных складок, на юго-восточном крыле Сюрентюбинской антиклинали, находится антиклиналь Суганды в ядре с небольшим палеозойским массивом того же названия. Эта антиклиналь несимметрична и наклонена уже к северо-западу, но опять в сторону «подземного» продолжения массива Сюрентюбе. Проявляющийся в ее крутом северо-западном крыле взброс срезает различные горизонты мезо-кайнозойского покрова и образует в них мелкую складчатость, аналогичную ранее описанной в Коксарек-Сумсарском районе. Взброс затрагивает, повидимому, и палеозой, так что складка несколько напоминает флексурные складки предгорий Кураминско-Чаткальского обрамления. Однако от

них она отличается проявлениями межпластовых перемещений в мезокайнозойе на ее пологом юго-восточном крыле, не связанных с упомянутым взбросом. Как известно, мезокайнозойские пласты на этом крыле у палеозойского ядра Суганды имеют небольшой наклон, но далее к юго-востоку, в более молодых горизонтах, они значительно выкручиваются. Восточнее нами наблюдались резкие вздергивания меловых пластов, которые, полого падая в общем к юго-востоку, местами внезапно изгибаются вверх и встают почти вертикально. Наконец, проявление межпластовых перемещений в мезокайнозойском покрове подтверждается интенсивным смятием последнего в мелкие складки, отмеченные некоторыми авторами к северу от ур. Яссы.

Приведенные примеры дополнительных складок восточной обнаженной части Сюрентюбинской антиклинали, приходящихся на ее свод и юго-восточное крыло, указывают на их сходство с ранее описанными складками северо-западного крыла. Складки эти также несимметричны и наклонены в сторону палеозойского ядра основной антиклинали. Местами они сопряжены с продольными разрывами, а слагающие их мезокайнозойские отложения испытывают межпластовые передвижки.

Помимо всего этого, в восточной части Сюрентюбинской антиклинали наблюдались явления надвигания мезокайнозоя на палеозой. По данным Е. О. Погребцкого (1932), например, юрские отложения, с юго-запада облекающие палеозойский массив Сюрентюбе, надвинуты на него к северо-востоку; они налегают на массив по тектонической плоскости, имеющей значительную протяженность и наклоненную на юго-запад и юг (как и юрские пласты) под углом $14-40^\circ$; кроме того, эти отложения разбиты и еще рядом более мелких надвигов с аналогичной ориентировкой сместителей и таким же направлением движения в сторону массива. Д. И. Мухкетов также отмечает случаи чешуйчатого надвигания молодых свит на юго-западный край палеозойского обрамления — на левом берегу Кугарта у впадения Кызыл-су и в других местах.

Резюмируя все сказанное в отношении дополнительных складок, осложняющих Сюрентюбинскую антиклиналь, отметим следующее.

1. Дополнительные складки в большей своей части принадлежат к одному структурному этажу, т. е. к мезокайнозойскому покрову. Многие из них сопряжены с продольными разрывами, которые в более высоких горизонтах являются секущими и наклонены круто, но с глубиной в ряде случаев выволаживаются и сливаются с плоскостями наслоения. При этом некоторые складки с глубиной затухают. Очевидно, мы имеем здесь дело с дисгармонической складчатостью, в основе которой лежат межпластовые срывы и перемещения.

2. Ведущие поверхности срыва в основании дополнительной складчатости находятся на двух стратиграфических уровнях. Более мелкие и интенсивные складки широтного направления на северо-западном крыле Сюрентюбинской антиклинали приурочены к горизонтам, залегающим выше гипсов, мергелей и глин турона-сенона; одни из них затухают в палеогене (Харабекская антиклиналь), другие — в перечисленных породах турона-сенона (Северо-Текебельская антиклиналь); очевидно, поверхности срыва в основании широтной складчатости находятся в гипсоносных образованиях верхнего мела-палеогена. Более крупные складки северо-восточного направления захватывают весь обнаженный мезокайнозойский разрез, включая и чангетскую свиту, а на востоке и юру; повидимому, ведущая поверхность срыва в основании этих складок приурочена к значительно более низким горизонтам, вероятнее всего, к границе палеозоя с мезокайнозойем, на что указывают многочисленные явления срыва и надвигания юрских отложений на палеозойское ядро Сюрентюбинской антиклинали.

3. Поперечный вертикальный разрез каждой из дополнительных складок имеет такой вид: в зоне ведущей поверхности срыва, где складка зарождается, мезо-кайнозойские пласты залегают довольно полого (Северо-Текебельская антиклиналь); в более высоких частях разреза они резко выкручиваются; наконец, еще выше, у дневной поверхности, пласты снова выполаживаются, и складка становится менее интенсивной. Глубина положения каждой из поверхностей срыва и величина мощности вышележащих отложений имеют весьма важное значение, определяя характер дополнительных складок, их размеры и интенсивность проявления на дневной поверхности. Чем больше мощность отложений, залегающих выше ведущей поверхности срыва, тем складки менее интенсивны.

4. Межпластовые срывы и перемещения могли проявиться, очевидно, после отложения значительной части осадков. Однако, как отмечалось при описании северо-западного крыла Сюрентюбинской антиклинали, группа широтных складок наложена на группу складок северо-восточного направления. В связи с этим последние, может быть, возникли в первую очередь, развивались более длительное время, и конечные фазы их развития совпали с периодом накопления наиболее молодых осадков, принимающих участие в их строении; этому соответствует и более низкое стратиграфическое положение ведущей поверхности срыва в основании этих складок и их большие размеры. Кроме того, в описываемом районе не исключено присутствие промежуточных форм. Некоторые крупные складки, как, например, Джалалабадская антиклиналь, могли развиваться длительно в начале мезо-кайнозойского времени, с изогнутием палеозойского фундамента, но позднее в них проявились межпластовые срывы, благодаря которым эти складки приобрели более интенсивный характер.

5. Перемещения отдельных частей мезо-кайнозойского покрова, наблюдающиеся как на северо-западном, так и на юго-восточном крыльях Сюрентюбинской антиклинали, направлены к ее ядру и своду. Это позволяет связывать их с активным воздействием ядра—выступа обрамления, которое давило на мезо-кайнозойский покров с северо-востока и поддвигалось под него, образуя в нем разрывы и дополнительные складки. Необходимыми условиями образования последних должны быть, повидимому, с одной стороны, достаточно пологий наклон поверхности двигающегося выступа палеозойской массы, так как в противном случае мы имели бы не поддвижение, а надвижение палеозоя на мезо-кайнозой, что в предгорьях Ферганского хребта также отмечается, а, с другой стороны, значительная мощность сдвливаемого и срываемого покрова, так как, видимо, только при большой нагрузке вышележащих отложений возможен переход межпластового разрыва в разрыв секущий, вызывающий дополнительную складку.

4. КУПОЛОВИДНЫЕ СТРУКТУРЫ НАМАЗДЕК И АЛДЫЯР

Район расположен в юго-восточном углу Ферганы, вблизи сочленения Ферганского и Алайского хребтов, и представляет собой довольно сложный и еще недостаточно изученный тектонический узел. По данным ряда авторов (Д. И. Мушкетов, О. С. Вялов и др.), он отражает влияние и Алайской, и Ферганской складчатых систем. В связи с этим мезо-кайнозойские складки приобретают здесь характер различно ориентированных широких куполов и широких плоских синклиналей между ними.

Главнейшая роль в районе принадлежит двум куполам — Намаздеку и Алдыяру (фиг. 1, № 17 и 18). Впервые они были описаны Д. И. Мушкетовым, который дал им название куполов облекания. По его определению,

купола облекания состоят из ядер — островов ранее денудированного палеозойского складчатого массива, облеченных мезозойскими и третичными отложениями, смятыми весьма прихотливо между этими ядрами, всегда функционально, зависимо от расположения древних масс (Херасков, 1932).

Палеозойские ядра куполов Намаздека и Алдыяра сложены черными сланцами, сильно перематыми и метаморфизованными. Они простираются в северо-западном направлении и падают на юго-запад под углом около 50° . Как видно из тектонической схемы Д. И. Мушкетова (1928), простираение их перпендикулярно общему восток-северо-восточному простираению куполовидных структур, в ядрах которых они обнажаются. Палеозойское ядро купола Алдыяра имеет длину до 25 км, ширину — до 10 км, ядро купола Намаздека длиной и шириной до 10 км.

Облекающий палеозойские ядра покров сложен угленосной юрой, красноцветным нижним мелом, морским верхним мелом, морским палеогеном и неоген-древнечетвертичным комплексом. Мощность юры несколько превышает 230 м. Восточнее, в Ферганском хребте, она достигает, по В. Н. Огневу, 2—3 км. Мощность мела в районе Алдыяра составляет 1370 м. Мощность палеогена колеблется от 100 до 150 м. Нередко изменения мощностей происходят в связи с присутствием куполов.

В отложениях покрова рядом исследований последних лет (О. А. Рыжков, В. А. Бабахян и др.) установлены дополнительные весьма интенсивные складки небольшой длины. В одних случаях складки имеют форму «структурных носов» и отходят от отдельных локальных выступов палеозойских ядер. В других случаях они характеризуются как брахиантиклинали, ориентированные параллельно, диагонально и иногда перпендикулярно по отношению к сторонам ядер. Большинство складок простирается на северо-восток и в широтном направлении, часть же складок — на северо-запад и меридионально.

Часть дополнительных складок сопряжена с продольными разрывами надвигового типа. Токубайская антиклиналь (за пределами нашей тектонической схемы) является продолжением одного из таких разрывов. Последний же как бы является продолжением южного контакта палеозойского массива Алдыяра с мезо-кайнозойем.

По сравнению с куполовидными структурами в целом дополнительные складки в своем большинстве имеют очень малые размеры и настолько интенсивны, что при большой мощности мезо-кайнозоя невозможно допустить участия палеозоя в их строении. По нашему мнению, они являются складками срыва, что подтверждается и вышеприведенным примером Токубайской антиклинали.

С другой стороны, дополнительные складки в отличие от куполов, на которых они располагаются, не оказывают влияния на характер осадков покрова. Отчасти об этом можно судить, например, и по изопакхам отдельных свит меловой толщи междуречья Ак-Бура — Куршаб (Рыжков, 1951), которые, повидимому, пересекают некоторые дополнительные складки.

Из всего изложенного следует, что мезо-кайнозойские структуры описываемого района в общих чертах оказываются весьма сходными со структурами ранее описанных районов, расположенных вдоль Ферганского обрамления. Здесь также присутствуют длительно развивающиеся крупные антиклинали облекания и осложняющие их складки срыва.

Как уже указывалось, общий вид мезо-кайнозойских структур определяется здесь их положением вблизи сочленения Ферганского и Алайского хребтов. Поэтому вопрос о характере этого сочленения как в

области палеозойского обрамления, так и в области предгорий является весьма важным. Остановимся на нем более подробно.

И. В. Мушкетовым (1906, 1915), Ф. Н. Чернышевым, В. Н. Вебером и др. (1910) в свое время была высказана мысль о взаимном перекрещивании складчатостей алайского и ферганского направлений.

Позднее Д. И. Мушкетов (1919, 1930 и др.) выдвигает гипотезу Ферганской сигмной, соединяющей структуры Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Он категорически отрицает взаимное перекрещивание алайского и ферганского складчатых направлений; по его мнению, направления не пересекаются, а переходят одно в другое, что сопровождается скручиванием, радиальным растрескиванием вследствие растяжения внешней объемлющей дуги и смятием внутренней части с надвиганием в сторону последней. При этом на крыльях складок основного плана внутренней части должны возникать в местах перегибов второстепенные складки перпендикулярного первым простирания, с осями, наклоненными в сторону от главной дуги.

Аналогичного мнения придерживаются и некоторые другие геологи. Нередко указывается, в частности, что простирание отдельных палеозойских массивов юго-восточного угла Ферганы изменяется от почти широтного на западе до северо-восточного на востоке, т. е. так же, как и простирание Алайского хребта в целом. Четко выраженный переход алайского направления в ферганское отмечается и на широте р. Тар, где в простирании складок покрова образуются изгибы, обращенные вогнутостью на запад и северо-запад (Токубайская антиклиналь и Лайталинский «структурный нос»).

Однако здесь возникают возражения такого порядка. На примере тектонической схемы Д. И. Мушкетова мы уже видели выше, что палеозойские породы в ядрах куполов Намаздека и Алдыяра простираются в северо-западном направлении и перпендикулярны самим куполам, несколько вытянутым к восток-северо-востоку, что не может не говорить, по видимому, о перекрещивании алайского и ферганского складчатых направлений. Сама куполовидная форма крупных антиклиналей, образовавшихся вблизи стыка двух этих направлений, является веским аргументом в пользу перекрещивания последних. Что же касается некоторых дополнительных складок, обращенных вогнутостью на запад и северо-запад, то они, как нам представляется, вряд ли могут приниматься в расчет при решении вопроса сочленения Ферганского и Алайского хребтов, поскольку в них участвует один мезо-кайнозойский покров, пассивно сминаемый палеозойской рамой. Дополнительные складки в целом, как указывалось, имеют разнообразные простирания, отражающие скорее всего сложную картину взаимодействия усилий при перекрещивании складчатых направлений.

В противоположность Д. И. Мушкетову и его последователям, О. С. Вялов (1947) решает вопрос сочленения Алайской и Ферганской складчатых систем принципиально иначе. Он считает, что представление о Ферганской сигмоиде является в настоящее время слишком упрощенным. На востоке Ферганы, по р. Тар, как отмечает Вялов, тектонические системы Алайского и Ферганского хребтов подходят одна к другой с почти перпендикулярными друг другу направлениями простирания. По его мнению, контакт между ними должен быть тектоническим, и эта тектоническая линия вряд ли особенно уступает другим крупнейшим линиям Средней Азии.

Такие же взаимоотношения между структурами алайского и ферганского направлений были установлены в последнее время В. М. Синицыным юго-восточнее, на территории Китая. Разделяющий их разлом вытянут

с юго-востока на северо-запад на десятки километров. Он имеет весьма длительную историю развития.

Очевидно, структуры Ферганского хребта и его предгорий соединяются не плавно с алайскими структурами, а отделены от них линией разлома. Различные схемы и карты этого района не исключают его присутствия. Они показывают, например, что в районе р. Тар (где предполагается разлом О. С. Вялов) происходит соприкосновение двух куполовидных структур в палеозое, а в районе сел. Гульчи изогнутые до меридионального положения структуры Алайского хребта с зажатými в них полосами мезо-кайнозоя подходят под прямым углом к куполовидной складке Алдыяр, имеющей, как отмечалось, восток-северо-восточное направление.

На основании всех этих данных, разлом представляется криволинейным. В районе р. Тар и сел. Гульча он изгибается к юго-западу и западу и далее идет, по видимому, к району г. Оша, где заканчивается Карачатырская гряда О. С. Вялова (см. выше). Как увидим из дальнейшего, такая ориентировка разлома, ограничивающего Ферганский хребет и прилежащие к нему ферганские мезо-кайнозойские структуры, тесно связана с ходом развития как Ферганской впадины, так и обрамляющих ее горных сооружений.

5. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ О МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ПРЕДГОРИЙ ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА

В полосе вдоль Ферганского хребта различаются в основном два типа мезо-кайнозойских структур: крупные антиклинали, состоящие из палеозойского ядра и облекающего его мезо-кайнозойского покрова, и более мелкие и интенсивные антиклинальные и синклинальные складки нескольких порядков в мезо-кайнозойском покрове.

Крупные антиклинали первого типа, например, Карагундайская, Ангрекская и др., представляют в своем большинстве складки с одним периклинальным окончанием. Ядрами их являются выступы палеозойского обрамления Ферганского хребта. Складки в виде «структурных носов» далеко (на 25—80 км) вдаются внутрь Ферганской впадины. Некоторые из них в юго-восточном углу Ферганы имеют куполообразную форму, отражающую перекрещивание алайского и ферганского складчатых направлений.

Палеозойские ядра крупных антиклиналей дислоцированы весьма интенсивно, и их внутреннее строение не отвечает более простому строению облекающего их мезо-кайнозойского покрова, от которого они всюду отделены поверхностью размыва и несогласия. Вместе с тем ядра в некоторых случаях изогнуты всей своей массой, конформно с общим изогнутым мезо-кайнозоем, о чем свидетельствует согласный наклон древних абразионных поверхностей и коры выветривания на ядрах с нижними пластами мезо-кайнозойской толщи. Разломы в контактах палеозойских ядер с мезо-кайнозоем, которые уходили бы на глубину в палеозойский фундамент, как это наблюдается в предгорьях Кураминско-Чаткальского обрамления, здесь, за редким исключением, отсутствуют.

В направлении к палеозойским ядрам складок мезо-кайнозойские отложения постепенно сокращаются в мощности, а слагающий их материал в некоторых случаях становится более грубым. Изменения в мощностях осадков установлены во многих горизонтах независимо от палеогеографических условий их накопления и происходят в одном унаследованном плане. В грубообломочных отложениях изменения имеют наибольший размах, в известняках они менее значительны. Очевидно, крупные антиклинали формировались длительно, но неравномерно. В течение

тех или иных отрезков мезо-кайнозойского времени они оказывали влияние на ход седиментации. По С. С. Шульцу (1948), они могут быть названы структурами конседиментационными. Может быть, конседиментационным структурам удобнее давать названия по времени начала их формирования, различая, таким образом, структуры юрские, меловые, палеогеновые и т. д.

С другой стороны, мезо-кайнозойские отложения разбиты серией надвигов. В стратиграфически наиболее высоких горизонтах надвиги представляются нарушениями секущими, но с глубиной они выполаживаются и сливаются с поверхностями наслоения. Слияние поверхностей надвигов с поверхностями наслоения происходит либо в контакте мела и палеогена (Карагунды), либо в гипсоносных отложениях мела—палеогена (Чангирташ), либо в контакте мела с пестроцветной глинистой юрой (Ачисай), либо, наконец, по границе мезо-кайнозой с палеозоем (Карагунды, Ангрек, Сюрентюбе). В связи с проявлениями надвигов отдельные части покрова были сорваны со своего палеозойского основания. Испытывая межпластовые передвижки, они надвигались на палеозойские ядра крупных антиклиналей и облекали их. С этой точки зрения крупные антиклинали могут быть названы складками облекания. Как уже отмечалось выше, этот термин употреблялся Д. И. Мушкетовым и Н. П. Херасковым. В их толковании он был более широким и включал в себя все складки, состоящие из палеозойского ядра и мезо-кайнозойской обложки (включая и флексурные складки, которые, как мы видели выше, имеют принципиально иное строение и выделяются нами в самостоятельную группу).

Складки второго типа существенно отличаются от складок облекания. В своей основной массе они захватывают один мезо-кайнозойский покров. Палеозойские образования в их строении (за исключением некоторых промежуточных форм) участия не принимают. По отношению к складкам первого типа они являются образованиями дополнительными, наложенными.

Длина одних складок покрова измеряется сотнями метров или несколькими километрами (Чангирташская и Текебельская антиклинали); другие, более пологие, складки в неоген-древнечетвертичных отложениях достигают в длину 15—30 км (Аламышикские и Избаскентская антиклинали). Одни из них расположены преимущественно на крыльях более крупных антиклиналей облекания и имеют брахиальную форму, другие расположены на их периклинальных окончаниях, характеризуются формой «структурного носа» и погружаются внутрь Ферганы в соответствии с общим погружением складок облекания. В своем расположении складки покрова следуют очертаниям палеозойских ядер крупных антиклиналей, в направлении которых они в подавляющем большинстве случаев также и наклоняются или опрокидываются. В юго-восточном углу Ферганы они, отражая перекрещивание алайского и ферганского складчатых направлений, ориентированы весьма различно.

Многие из дополнительных складок сопряжены с надвигами, которые либо проходят в их крутых крыльях, либо находятся на одной с ними линии. Это некоторым образом сближает дополнительные складки предгорий Ферганского хребта со складками вблизи Кураминско-Чаткальского обрамления. Однако между теми и другими мы видим принципиальную разницу. В то время как в складках вблизи Кураминско-Чаткальского обрамления основная роль принадлежит разломам палеозойского фундамента, в предгорьях Ферганского хребта ведущее место, как отмечалось, занимают межпластовые нарушения, возникшие в связи со срывами мезо-кайнозойского покрова с его палеозойского основания. Очевидно, дополнительные складки в предгорьях Ферганского хребта являются резуль-

татом межпластовых перемещений. На это указывают и затухание некоторых складок (например, Северо-Текебельской и Харабекской) на глыбине, вблизи ведущих поверхностей срыва, и сильная сжатость многих складок при их небольших размерах и значительной мощности покрова, исключающая возможность участия в строении этих складок жесткого палеозойского основания. В связи с этим дополнительные складки предгорий Ферганского хребта называются нами вслед за Н. П. Херасковым (1932) складками срыва. С. С. Шульцем они были названы покровными складками.

Очевидно, складки срыва возникли после отложения значительной части слагающих их осадков, когда в последних стали возможны межпластовые перемещения. Примеры Ангрекских складок и складок в юго-восточной Фергане показывают, что осадки в их пределах не претерпевают закономерных в связи с положением на структуре изменений. Следовательно, в отличие от антиклиналей облекания, складки срыва могут быть охарактеризованы как структуры некоторым образом постседиментационные. Самые крупные из них зародились, повидимому, раньше, последние же этапы их развития совпали с этапами накопления наиболее молодых осадков. Может быть, некоторые из крупных складок, например, Джалалабадская антиклиналь, прошли конседиментационную стадию в начале мезо-кайнозоя, с некоторым предварительным изогнутием палеозойских образований в их основании.

С. С. Шульдц (1948 и др.) считает, что складки покрова обусловлены гравитационными напряжениями, в результате которых происходит самостоятельное движение (скольжение) мезо-кайнозойских отложений от приподнятых и размытых ядер крупных антиклиналей в мульды синклинальных впадин. По его мнению, покровные складки развиты главным образом поблизости от наиболее крутых частей крыльев синклиналей, выраженных в рельефе. Они имеют местное распространение и, сравнительно с пологой складчатостью, в которой вместе с покровом молодых осадков участвует и палеозой, подчиненное значение.

Как нам представляется, покровные складки в описываемых предгорьях пользуются более широким распространением, чем полагал С. С. Шульдц. Они не всегда расположены на крутых крыльях синклиналей, поблизости от размытых палеозойских ядер. Значительно чаще мы видим их на пологих склонах палеозойского основания и в отдалении от обнаженных палеозойских массивов. Нередко эти складки появляются и в синклиналях, где палеозойские выходы сближены (например, в юго-восточном углу Ферганы). Вряд ли они в своей основной массе были обусловлены гравитационным сползанием. В ряде случаев, например, в районе Карагундайской антиклинали, мезо-кайнозойские отложения перемещены в направлении к палеозойским выходам, а там, где в них проявляются дополнительные складки срыва, например, у Ангрек-тау, последние опрокидываются также в их сторону, а не наоборот, как это случилось бы при гравитационном тектогенезе.

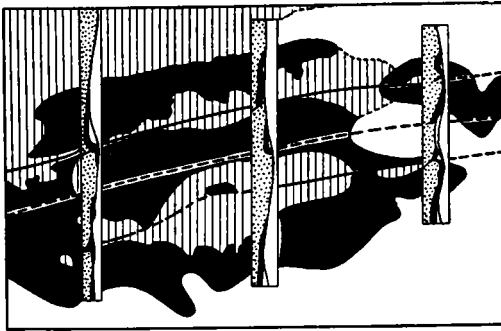
Охарактеризованные деформации обусловлены, вероятнее всего, активным воздействием палеозойских масс Ферганского хребта, которые вдвигались и поддвигались под мезо-кайнозойский покров, в направлении внутренних частей Ферганы. В связи с этим мы не можем, конечно, считать, что основой возникновения складок облекания и осложняющих их складок срыва являются только изгибание и относительный подъем палеозойских ядер. В условиях активного смещения палеозойских масс в Фергану ядрами антиклинальных складок облекания могли стать в известной мере случайные выступы — реликты древнего рельефа палеозойской поверхности или выступы, возникшие в отдельных местах в результате дробления палеозойского фундамента.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ПРЕДГОРИЙ ТУРКЕСТАНСКОГО И АЛАЙСКОГО ХРЕБТОВ

Строение предгорий Туркестанского и Алайского хребтов известно нам в основном по данным В. Н. Вебера, К. П. Калицкого, Н. П. Васильковского, О. С. Вялова, Д. П. Резвого и некоторых других авторов.

Довольно полно Южная Фергана была охарактеризована в работах Н. П. Васильковского (1941—1948 гг.), который выделяет здесь три зоны — высокогорную, зону передовых гряд и предгорий и зону адыров.

Высокогорная зона в своей большей части расположена южнее 40-й параллели. Покров мезозоя и палеогена имеет здесь небольшую мощность и сохранился только в отдельных местах. Неогеновые молассы не отлагались. Палеозойский фундамент сильно смят, уплотнен, иногда сильно метаморфизован, содержит гранитные интрузии (консолидирован). Движение масс зоны происходило по ряду разломов на север.



Фиг. 24. Схема строения меловых отложений в урочище Томаши (по В. Н. Веберу).

1 — наносы; 2 — мел; 3 — палеозой.

Зона передовых гряд и предгорий размещается севернее 40-й параллели. Палеозойский фундамент в этой зоне консолидирован в меньшей степени, что выражается в отсутствии гранитных массивов и в меньшем метаморфизме осадочных пород. Покров мезо-кайнозоя развит довольно широко. Общий характер тектонического строения зоны определяется присутствием антиклинальных и синклиналиных складок и разломов широтного или восток-северо-восточного простирания. В то время как в высокогорной зоне движение масс пород по разломам происходило в направлении на север, здесь это движение было направлено, наоборот, к югу.

Наконец, зона адыров, расположенная вблизи равнинных частей Ферганской впадины, характеризуется почти исключительным развитием неоген-древнечетвертичных отложений. Наиболее распространенными структурами этой зоны являются неглубоко размытые крупные и пологие брахискладки. О. С. Вяловым они отнесены к «внутреннему кольцу складок» Ферганской впадины.

Относительно происхождения мезо-кайнозойских складок предгорий Туркестано-Алайского обрамления имеются следующие точки зрения.

Преобладающим типом структур этого района, по В. П. Веберу, являются не столько складки (почти везде брахискладки), сколько флексуры, переходящие в сбросы или взбросы (см. фиг. 24).

Д. П. Резвой (1948) также указывает, что мезо-кайнозойские структуры Южной Ферганы (в том числе и адырные складки) являются поднятиями, «рубцовыми» складками, обязанными своим происхождением движению блоков палеозойского фундамента вдоль разломов. Образованию разломов, по Резвому, предшествовало некоторое предварительное изогнутие фундамента, имеющее большой радиус кривизны.

В отличие от В. Н. Вебера и Д. П. Резвого, С. С. Шульдц и Н. П. Васильковский главнейшую роль в образовании мезо-кайнозойских структур Южной Ферганы видят в собственно складчатом процессе; в последнем, по С. С. Шульдцу (1948), участвует и мезо-кайнозойский покров, и палеозойский фундамент, изгибающийся всей своей массой; в результате возникают складки основания (иногда очень небольшого размера), в которых разломы являются образованиями вторичными. Одновременно С. С. Шульдц указывает примеры мелкой складчатости покрова, связанной с межпластовыми перемещениями. Эта складчатость, по его мнению, является результатом гравитационных напряжений и имеет лишь подчиненное значение и местное распространение. Один из примеров брахиструктур гравитационного скольжения приводится О. А. Рыжковым.

1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ

Стратиграфический разрез мезо-кайнозойских отложений, слагающих структуры предгорий Туркестанского и Алайского хребтов, начинается мощной (до 640 м) песчано-глинистой толщей верхнего триаса, с угловым несогласием залегающей на размытой поверхности палеозоя.

Верхнетриасовая толща имеет ограниченное распространение и встречается только в отдельных местах юго-западной Ферганы. Впервые она была описана В. Н. Вебером в урочище Камыш-баши и подразделена на две части — нижнюю пестроцветную и верхнюю сланцевую. Позднее М. И. Брик и В. Н. Шабаров установили в ней еще одну «верхнюю пестроцветную свиту» и значительно дополнили коллекцию растительных остатков, собранных ранее В. Н. Вебером. На основании этих растительных остатков, обработанных А. Н. Криштофовичем и М. И. Брик, возраст толщи в целом датируется в пределах рэта — рэта-лейаса.

Юрские отложения образуют в Южной Фергане несколько узких разобщенных полос незначительной протяженности. Они представлены чередованием песчано-глинистых и песчано-конгломератовых слоев и залегают либо на палеозе, либо (Сулюкта) на отложениях верхнего триаса. Обычно юрские отложения подразделяются здесь на три свиты: нижнюю безугольную, среднюю продуктивную и верхнюю безугольную. Свиты переполнены растительными остатками лейасового возраста. В двух первых найдены пресноводные пелециподы.

Наибольшую мощность юрские отложения имеют в западной части Южной Ферганы (Шураб). По В. Н. Шабарову, мощность юры здесь достигает 800 м. В северном направлении, согласно данным В. Н. Вебера, она значительно сокращается. К югу, по тем же данным, юрские отложения встречаются в виде останцов на высоте 2700 м.

В восточной части полосы предгорий (Кизыл-Кия) мощность юры достигает всего лишь 240 м (П. А. Шехтман). Здесь она уменьшается к востоку (до 85 м) и вблизи сочленения Алайского и Ферганского хребтов нацело выклинивается: на водоразделе Акбура—Куршаб непосредственно на палеозое уже залегают мел.

Меловые отложения распространены значительно шире, чем юрские. В Южной Фергане они протягиваются одной или несколькими прерывистыми полосами от Сулюкты до Наукатской котловины, залегая несогласно то на юре, то на верхнем триасе, то на палеозое. По Н. П. Васильковскому, несогласие между юрой и мелом достигает 30° (Самаркандек).

Стратиграфический разрез меловых отложений наиболее полно охарактеризован О. С. Вяловым (1936, 1945), выделившим в нижнем и верхнем мелу ряд свит. Суммарная мощность мела в районе Исфары определяется в 283 м. К западу от Исфары она сокращается до 31,5 м (Ташрават). Как

указывает О. С. Вялов, в этом направлении намечается тенденция к постепенному исчезновению все более и более высоких горизонтов мела. Сокращение мелового разреза установлено и в южном направлении. К востоку от Исфары мощность мела, наоборот, возрастает. По М. Г. Барковской (1938), нарастание мощностей меловых отложений происходит более или менее постепенно. В крайней восточной точке, на стыке структур Алайского и Ферганского направлений, мощность мела достигает нескольких сотен метров.

Отложения морского палеогена на большей площади имеют такое же распространение, как и меловые, на которых они всюду залегают согласно. В юго-западной Фергане они несколько далее протягиваются на запад. По своему характеру отложения палеогена аналогичны описанным выше.

Наиболее мощный (до 323 м) разрез палеогена описан К. П. Калицким в 1915 г. в средней части предгорий (Камыш-баши). В западном и южном направлениях мощность разреза постепенно сокращается, причем карбонатные породы значительно обогащаются обломочным материалом. Как показывают данные О. С. Вялова, мощность палеогена к западу снижается и составляет 297 м (Исфара), 250 м (Сельрохо), 170 м (Ташрават) и, наконец, 12—15 м (Ура-тюбе). В последнем пункте бухарский и сузакский ярусы отсутствуют, и алайский ярус залегает непосредственно на палеозое. К востоку от Камыш-баши мощность палеогена остается более или менее постоянной и, по той же схеме О. С. Вялова, колеблется в пределах от 300 м (Сох) до 320 м (Кан). Наконец, к северо-востоку мощность палеогена, по данным глубокого бурения, значительно возрастает и в зоне адыров (в районе Ленинска и Андижана) достигает около 500 м (Осипова, 1949).

Неоген-древнечетвертичный комплекс в предгорьях Туркестано-Алайского обрамления развит наиболее широко. Его нижняя часть, известная под названием массагетского яруса, слагается кирпично-красными гипсоносными глинами, а ближе к палеозойским возвышенностям — более грубым песчано-конгломератовым материалом. Отложения массагетского яруса залегают на палеогене согласно и связаны с ним постепенными фациальными переходами (Ташрават, Ура-тюбе). Средняя часть комплекса обычно называется бактрийским ярусом и представлена светлыми глинами, мергелями, песчаниками и конгломератами. Вверх по разрезу роль конгломератов возрастает, и они распространяются все далее к центру Ферганы. В более южных районах бактрийский ярус целиком представлен конгломератами. Наконец, верхняя часть, или, как ее называют, сохская серия, сложена преимущественно серыми конгломератами; внешне они сходны с бактрийскими конгломератами, но отделены от них поверхностью размыва. Сохская серия на большой площади трансгрессивно перекрывает различные горизонты мезо-кайнозоя и палеозой.

Мощность неоген-древнечетвертичных отложений колеблется в очень широких пределах. Вблизи палеозойского обрамления она измеряется весьма незначительными величинами. В направлении к центру Ферганы мощность все более и более возрастает и в зоне адыров достигает 1,5—2 км. В средней части полосы предгорий отложения массагетского яруса, по О. С. Вялову, имеют наибольшую мощность, равную 200 м; к западу мощность этих отложений снижается до 10—20 м (Ура-Тюбе, Ташрават), к востоку — до 50—85 м (Риштан, Кан).

Из всего изложенного следует, что мезо-кайнозойский разрез в целом в пределах предгорий Туркестано-Алайского обрамления изменяется в основном в двух направлениях. С одной стороны, мощность его (исключая триас и юру) возрастает по мере перехода внутрь Ферганской

впадины, где в зоне адыров достигает 2,5—3 км. С другой стороны, наибольшие мощности мела, палеогена и массагетского яруса последовательно (от мела к массагету) и поступательно смещаются в пределах полосы предгорий от ее восточной части к средней. На этом отрезке с востока на запад мощность мела сокращается, мощность палеогена остается неизменной (или несколько увеличивается) и, наконец, мощность массагетского яруса значительно возрастает.

На фоне закономерных общих изменений мезо-кайнозойского разреза предгорий Туркестанского и Алайского хребтов рядом авторов наблюдались изменения местного характера, находящиеся в связи с отдельными структурами (С. С. Шульц, В. Г. Королев, О. А. Рыжков и др.)

2. ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Не имея возможности подробно и систематически рассмотреть все мезо-кайнозойские структуры предгорий Туркестано-Алайского обрамления, мы ограничимся характеристикой лишь некоторых типов. Описание будет дано в направлении с запада на восток. Как нам представляется, данные целого ряда авторов, сведенные вместе, позволяют дать однозначную оценку как отдельным типам структур, так и зоне предгорий в целом.

Белесенькская антиклиналь

Антиклиналь является крайней западной структурой полосы предгорий (фиг.1, № 28). Она представляет собой узкую приподнятую полосу длиной до 30 км и шириной до 6 км. По наблюдениям Д. П. Резвого (1948) и А. П. Марковского (1937), она имеет следующий морфологический облик: ряд палеозойских ядер, в которых отложения падают в общем к северу; пологое (25—20° и меньше) северное крыло в мезо-кайнозое; оборванное разрывом южное крыло, где мезо-кайнозойские слои вздергиваются. Таким образом, антиклиналь обладает формой не совсем отчетливого одностороннего горста. Д. П. Резвой считает, что разлом протягивается и далее к западу под мезо-кайнозойским покровом, образуя Тогапскую антиклиналь в неоген-древнечетвертичных отложениях (находящуюся на его продолжении).

Одно из частных поднятий внутри Белесенькской антиклинали — Ташраватская антиклиналь — изучалось С. С. Шульцем (1948), который называет его складкой основания. В ядре этой складки обнажены отложения верхнего карбона, занимающие площадь в 2 км². Они дислоцированы более сложно, чем комплекс перекрывающих их мезо-кайнозойских пород. Однако эти отложения изогнуты всей своей массой, конформно с облегающим их мезо-кайнозоем, о чем свидетельствует соответствующее искривление древней (домеловой) поверхности денудации. Северное крыло антиклинали, сложенное мелом и кайнозоем, наклонено под углом 20—30°, южное стоит на голове или опрокинуто. Оно осложнено крутым разломом, которым срезается толща мезо-кайнозоя мощностью в 150 м. С. С. Шульц высказывается в пользу длительности развития Ташраватской складки основания и приводит на этот счет убедительные данные.

Пологое обращенное внутрь Ферганской впадины северное крыло Белесенькской антиклинали осложнено небольшой дополнительной складкой, известной под названием Тузлукской антиклинали. По О. С. Вялову и другим авторам, последняя проявляется в неоген-древнечетвертичных отложениях. Она вытянута в широтном направлении и имеет длину около 6,5 км при ширине 2—2,5 км. Складка несколько наклонена к северу, в сторону от палеозойского ядра. Южное крыло ее наклонено под

углом 15—20°, северное — под углом до 50°. В южном крыле близ свода отмечен продольный разрыв амплитудой около 100 м. Сместитель разрыва наклонен на север под углом 85—90°.

Ботканская (Шурабская) антиклиналь

Антиклиналь расположена в бассейне р. Исфары и ограничивает Исфаринскую синклиналиную впадину с юга (фиг. 1, № 27). Она является продолжением Катранской гряды; замыкание ее происходит в юрских отложениях Шураба.

По наблюдениям В. Н. Вебера, Н. П. Васильковского и др., ядро антиклинали, имеющее ширину до 10 км, сложено верхним силуром и верхним палеозоем. Образование этого возраста сильно дислоцированы и падают в общем на север и северо-запад под углом до 60°.

Северное крыло антиклинали наклонено под углом до 25°. В бассейне Шор-су на нем в отложениях мела и палеогена появляется небольшая дополнительная антиклиналь, несколько опрокинутая к северу; она имеет пологое южное крыло и крутое (до 72°) северное.

Южное крыло Ботканской антиклинали поставлено на голову и разорвано взбросом, сместитель которого наклонен к северу под углом около 70°. По В. Н. Веберу и Н. П. Васильковскому, взброс в восточном направлении переходит в палеозойские образования гряды Катран, где отделяет верхний силур от нерасчлененного палеозоя.

Обращает на себя внимание строение западной периклинали, сложенной юрскими отложениями. По В. Н. Веберу и Н. В. Шабарову, последние делятся на две части широтным сбросом, протягивающимся сюда с востока, из палеозойского ядра. По сбросу опущена южная часть западной периклинали. В отличие от северной, приподнятой, части юрские отложения здесь (в опущенном крыле сброса) по мощности возрастают во много раз.

Джамантауская антиклиналь

Джамантауская антиклиналь занимает водораздел Исфары и Соха и имеет длину около 30 км, ширину до 9 км (фиг. 1, № 26). В ядре антиклинали, как известно, залегают палеозойская толща хребта Гузан, сложенная известняками, сланцами и песчаниками с фауной верхнего карбона. Толща очень интенсивно дислоцирована, смята в ряд крутых складок и разбита разломом, проходящим по гребню хребта Гузан. На востоке он срезается мезозойскими отложениями, что указывает на его домезозойский возраст.

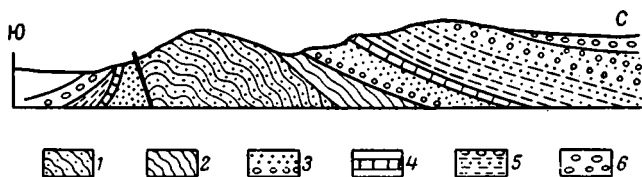
С севера, запада и востока палеозойское ядро облекается отложениями триаса (не везде), мела, палеогена и неоген-древнечетвертичными, которые составляют довольно пологое северное крыло и периклинальные окончания Джамантауской антиклинали.

Мезо-кайнозойская толща лежит на палеозое с угловым несогласием и содержит внутри себя еще два несогласия: между триасом и мелом и между неогеном и древнечетвертичной толщей.

С юга ядро ограничено другим разломом — Гузанским, по которому оно надвинуто на Исфаринскую синклинали. Разлом прослеживается на значительное расстояние и в плане представляет кривую линию, выпуклую к югу. Он срезает весь комплекс меловых и третичных отложений южного крыла складки, что позволяет Н. П. Васильковскому определять его амплитуду почти в 2 км. Восточнее ущелья Шор-су Гузанский разлом затухает. Здесь появляются сначала поставленные на голову, а потом круто падающие на юг меловые и палеогеновые отложения, перегибающиеся затем в замок Джамантауской антиклинали. На южном

крыле западной периклинали этой складки расположена антиклиналь Кызыл-Мазар, которая как бы является продолжением Джамантауской антиклинали на левом берегу р. Исфары. Характер ее передает фиг. 25.

Пологое моноклиально падающее северное крыло Джамантауской антиклинали осложняется дополнительными складками. Крайняя северная из них — антиклиналь Шор-су VI — находится на площади распространения неоген-древнетчетвертичных отложений. По О. С. Вялову, она слагается бактрийскими и сохскими конгломератами и вытягивается в широтном направлении на расстояние до 10 км при ширине в 2—2,5 км. Северное крыло антиклинали падает под углом 6—7°, южное — до 3—5°.



Фиг. 25. Восточная часть антиклинали Кызыл-Мазар (по Н. П. Васильковскому).

1 — верхний палеозой; 2 — триас (?); 3 — мел; 4 — палеоген; 5 — континентальный Pg.—Ng; 6 — четвертичные дислоцированные конгломераты.

Южнее К. П. Калицкий еще в 1915 г. закартировал группу антиклиналей в меловых и третичных отложениях (Шор-су I—IV). Складки, по его данным, расположены кулисообразно и имеют длину не более 6 км и ширину — до 0,5 км. Две складки на правом берегу р. Шор-су спарены в виде буквы «М» и описываются под названием двойной антиклинали, как бы окаймленной одной оболочкой олигоценовых отложений. Углы падения в крыльях складок достигают 47—67°. В поверхностном срезе некоторые складки несколько наклонены к северу, в сторону от палеозойского ядра.

Еще южнее, на том же крыле Джамантауской антиклинали, К. П. Калицким установлены еще более мелкие антиклинальные складки в меловых отложениях, открытые к западу. Одна из них, в восточной части крыла, находится на окончании продольного разрыва, который «сдваивает нижнюю часть разреза мела».

На основании анализа структурных карт района Шор-су К. П. Калицкий (1933) приходит к выводу о длительном развитии дополнительных складок. Так, в антиклинали Шор-су IV он устанавливает, что горизонт *q* (сумсарский ярус) имеет падение 45°, горизонт *n* (риштанский ярус) — 28—30°, горизонт *l* (алайский ярус) — 40°. Мысленно приводя верхние более крутые пласты в горизонтальное положение, он приходит к заключению, что нижние более пологие пласты изменяют направление падения на обратное и что, следовательно, осадки нижних пластов должны были отлагаться в синклинали, а осадки верхних — в антиклинали. История развития четвертой Шорсинской антиклинали рисуется им следующим образом. Эоцен после своего отложения, но до наступления олигоцена был согнут в пологую антиклиналь. Затем, покрытый толщей зеленых глин олигоцена, с горизонтом *n* в основании этой толщи, был перегнут в синклинали. После отложения толщи красных глин олигоцена с горизонтом *q* в основании вся система напластований и, в частности горизонты *l* и *q*, была сложена в современную нам антиклинальную складку.

Однако с таким выводом вряд ли можно согласиться. Несколько позже К. П. Калицкий (1936) приводит схему изопахит той же четвертой

Шорсинской антиклинали, на которой видно, что пачка между горизонтами *n* и *m* (верхи туркестанского яруса) увеличивается по мощности к своду в 3—5 раз. Сам К. П. Калицкий также приходит к заключению о выдавливании этой пачки под боковым давлением с крыльев на свод, т. е. признает межпластовые передвижки. Очевидно, результатом их являются отмеченные угловые несогласия, вовсе не говорящие об образовании дополнительных складок в эпоху отложения слагающих их осадков.

Катранское антиклинальное поднятие

Поднятие расположено примерно между реками Сох и Исфайрам и выражено в рельефе хребтом значительной протяженности. Оно состоит из палеозойского ядра (Катранской гряды) и северного крыла (сложенного мезо-кайнозойем).

По данным ряда исследователей, палеозойское ядро Катранского поднятия вытягивается в восток-северо-восточном направлении на 80—90 км и имеет ширину до 17 км. Оно состоит из четырех полос (следуя с севера на юг): 1) полосы ультраосновных пород с серпентинитами; 2) полосы верхнепалеозойских конгломератов, песчаников и глинистых сланцев; 3) полосы силурийских сланцев и 4) известняковой полосы, образующей вершину хребта Катран-тау. Перечисленные породы смяты в ряд складок и разбиты разломами. Самый мощный из разломов ограничивает ядро с юга. Вследствие этого южный склон ядра узкий и крутой (местами обрывистый), а северный — широкий и пологий.

Мезо-кайнозойские отложения, составляющие северное крыло Катранского поднятия, прилегают к пологому склону ядра различно. В одних случаях они ложатся на него нормально трансгрессивно, в других случаях (чаще) отделены от него по тектонической поверхности. Как вблизи ядра, так и в значительном удалении от него они собраны в многочисленные прерывистые складки, преимущественно брахиантиклинали, разделенные синклинальными прогибами неправильной формы. Брахиантиклинали, как и ядро, простираются в восток-северо-восточном направлении и кулисообразно заходят друг за друга. Вместе с тем довольно часто они приобретают и северо-восточное простирание, не параллельное общему простиранию ядра.

Антиклинальные складки в неоген-древнечетвертичных отложениях располагаются в непосредственной близости к внутренним частям Ферганской впадины и в рельефе выражены в виде невысоких плоских адырных гряд. На некоторых из них Н. П. Васильковский наблюдал «поднятые сухие долины», плоские днища которых также антиклинально изогнуты. Изогнутие сухих долин более слабое, чем изогнутие всей поверхности адыра в целом.

Антиклинали, как известно, длиной от 10—20 до 28 км, шириной 3,5—7 км и слагаются обычно конгломератами и песчано-глинистыми отложениями сохского и бактрийского ярусов. Разрез четвертичных отложений здесь представляется наиболее полным. В пределах Капчигайской антиклинали, например, разрез сложен верхней конгломератовой и нижней глинистой толщами. Угловое несогласие между ними, обычное в более южных частях северного крыла Катранского поднятия, здесь отсутствует. Видимая мощность четвертичных отложений в Капчигае достигает 950 м.

Антиклинали в неоген-древнечетвертичных отложениях очень пологие и характеризуются углами падения крыльев от 5 до 15°. Северные крылья Капчигайской и Чукур-Лянгарской антиклиналей наклонены более круто, чем южные. В Актурпакской антиклинали, наоборот, более крутым является южное крыло.

Антиклинальные складки в третичных и меловых отложениях морфологически выражены с большей резкостью, чем складки предыдущей группы. В Риштан-Бельджюсском районе, например (к югу от сел. Куйбышево, ближе к ядру Катранского поднятия), на небольшой площади установлено несколько антиклиналей длиной от 2—3 до 15 км и шириной примерно в 0,5—1,5 км. В их ядрах обычно выступает палеоген и иногда мел. Падения пластов достигают почти 90° . В отдельных случаях пласты характеризуются опрокинутым залеганием. Складки несколько наклонены к югу или опрокинуты к северу.



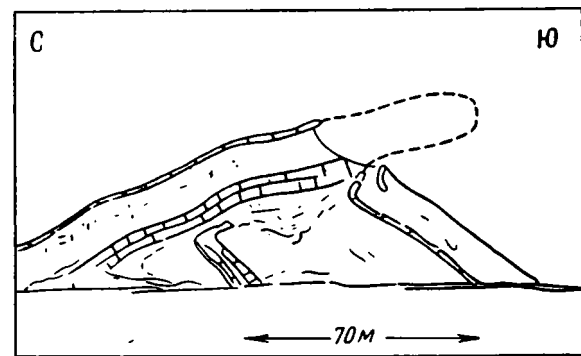
Фиг. 26. Мелкая складчатость известняков алайского яруса в ядре Риштанской антиклинали (по К. П. Калицкому).

Крайняя северная из антиклиналей (Риштанская; фиг. 1, № 25) изучалась К. П. Калицким. По его данным, Риштанская антиклиналь двойная: конгломераты и галечники четвертичного возраста образуют наклонную антиклинальную складку, внутри которой залегает другая, сложенная третичными отложениями (палеогеном), но уже опрокинутая. Складки разделены поверхностью несогласия. Наружная складка имеет полого падающее южное крыло (5°) и крутое северное (60°). Во внутренней складке южное крыло наклонено под углом $20\text{--}25^\circ$, северное — до 85° в восточной части, тогда как в западной приобретает наклон к югу. Здесь оно сопряжено с продольным разрывом, амплитуда которого возрастает на запад. Вдоль разрыва пласты *m* и *l* южного крыла надвинуты на более молодые пласты северного крыла. Сместитель разрыва падает очень полого к югу, затем круто поворачивает книзу.

Центральная часть Риштанской складки, по тем же данным, испытала сильное сжатие (фиг. 26) и характеризуется признаками межпластовых перемещений. Так, в правом борту Тутак-сая известняковые горизонты *m* и *l* отстоят друг от друга в южном крыле складки на 56,5 м, а в северном — на 4,3 м; переход от одной мощности к другой через свод складки совершенно постепенный; здесь нет сбросов и, по К. П. Калицкому, это связано исключительно со сжатием породы. В километре к востоку от ущелья Бидау известняк *m* южного крыла складки и лежащие ниже три пласта устричного банка протягиваются параллельно друг другу; зато четвертый банк изогнут прихотливым образом и порван на отдельные части, надвинутые друг на друга; местами его мощность

увеличивается втрое. Наконец, в ущелье Бидау в ядре складки мощный известняк *l* поставлен очень круто, и в нем наблюдается мелкая складчатость, совершенно не отразившаяся на породах, покрывающих известняк *l*.

Такой же характер строения имеют и другие антиклинали Риштан-Бельджюсского района, расположенные южнее описанной. Одна из них, по В. Н. Веберу, так сдавлена, что участвующие в ее строении известняки палеогена надвинуты друг на друга с севера на юг (фиг. 27). Другая, по Н. П. Васильковскому, характеризуется крутыми углами падения крыльев (северное крыло — до 42° , южное — до 90°). В результате интенсивного сжатия горизонты зеленых глин южного крыла, залегающие над ферганским известняком, из разреза выпадают: они либо срезаны надвигом, либо претерпели межпластовое перемещение.



Фиг. 27. Антиклиналь с разорванным сводом (по В. Н. Веберу).

Как видим, складки в меловых и третичных отложениях морфологически отличаются от описанных выше складок в неоген-древнечетвертичных отложениях; они, как повсюду в Фергане, несравненно более интенсивны и характеризуются меньшими размерами. Это в значительной степени связано с составом слагающих их пород, с их положением на структуре и, может быть, с уменьшением мощности мезо-кайнозойских отло-

жений; достаточно сказать, что из разреза здесь выпадает значительная часть четвертичной толщи, залегающая ниже дислоцированных сохских конгломератов. Однако оба типа складок являются гомологами. В этом легко убедиться при рассмотрении складок Чимионского адыра, носящих переходный характер.

Чимионский адыр расположен юго-восточнее Капчигайского адыра и параллелен ему. В своей западной части он неотличим от Риштан-Бельджюсского района. По С. С. Шульцу (1948), он состоит здесь из ряда мелких брахиантиклинальных складок длиной не более 5 км и шириной до 1 км. Одни из них сложены четвертичными конгломератами и в рельефе выражены грядами, формы которых более или менее соответствуют тектоническим структурам. В строении других принимают участие и конгломераты, и отделенные от них угловым несогласием палеогеновые породы.

Палеоген совместно с кирпично-красной свитой смят более интенсивно и обладает углами падения до 90° . Образуемые им складки как бы вложены в складки конгломератовые, несколько более пологие. Контуры тех и других не вполне точно совпадают.

Складки западной части обычно асимметричны (наклонены к югу), сопряжены с разрывами и характеризуются межпластовыми перемещениями слагающих их пород. По материалам Н. П. Васильковского, О. С. Вялова и др., Кашкаркырская антиклиналь, сложенная сохскими конгломератами, имеет пологое северное крыло ($10-12^\circ$) и крутое южное (73°); в последнем происходит продольный разрыв амплитудой в 60—80 м. Другая антиклиналь, расположенная к востоку от сел. Чимион, с палеогеновым ядром, характеризуется крутыми падениями обоих крыльев — северного под углом 60° и южного под углом 90° , кото-

рое также осложнено разрывом. Наконец, еще одна антиклиналь, к северу от предыдущей, почти симметрична, с падением южного крыла в конгломератах до 33° и северного — до 30° . С. С. Шульц отмечает, что здесь по контакту конгломератов и третичных пород наблюдаются следы тектонических подвижек. На нижней поверхности покрова конгломератов он видел зеркала скольжения со штриховкой, падающей согласно тектонической поверхности. В некоторых участках зеркала скольжения, как ножом, обрезают конгломераты через цемент и гальку. Благодаря этому нижняя контактовая поверхность конгломератов совершенно гладкая. Внутри третичной толщи Шульцем был замечен ряд параллельных контакту сколов и, кроме того, мелкие поперечные разрывы-сдвиги. Последние не проходят в покров конгломератов, где наблюдаются иногда свои незначительные поперечные смещения.

На одной из антиклиналей Чимионского поднятия К. П. Калицкий путем изучения структурных карт по отдельным горизонтам установил, что горизонталь почвы малиновых глин *q* в одном из участков северного крыла более сближены между собой, нежели горизонталь известняка *m*. Это позволило ему высказать мнение о выполаживании пластов с глубиной, что наблюдалось им и в структурах Шор-су и Ким. Вместе с тем эта же антиклиналь, длиной по почве малиновых глин около 4,5 км, в известняках *m*, как показывают карты К. П. Калицкого, выражена тремя самостоятельными брахантиклиналями, расположенными кулисообразно и имеющими длину в каждом случае не более 1,5 км. Таким образом, с учетом всего сказанного, мы видим в западной части Чимионского адыра явные признаки дисгармонической складчатости в связи с сложными перемещениями внутри мезо-кайнозойского покрова.

В отличие от западной части Чимионского адыра его восточная часть лишена видимых на поверхности складок. По Н. П. Васильковскому, она целиком сложена конгломератами, которые маркируют лишь одно весьма пологое антиклинальное поднятие, вытягивающееся на многие километры почти до р. Исфайрама. Это поднятие морфологически неотлично от Капчигайской антиклинали. Однако приведенные ранее данные оправдывают допущения, что и здесь на глубине также присутствует ряд более мелких складок в палеогеновых и меловых отложениях.

Карачатырское антиклинальное поднятие

Главнейшие составные части поднятия — Карачатырская палеозойская гряда и расположенная к северо-западу от нее полоса складок в неоген-древнечетвертичных отложениях (фиг. 1, № 19—23) — обычно рассматриваются как отдельные самостоятельные структуры (Вялов, Шульц и др.). Первая из них выделяется под названием Карачатырского барьера, отделяющего от собственно Ферганской впадины Куршабскую впадину (в юго-восточном углу Ферганы); вторая определяется как диагональная перемычка, которая наискось пересекает Фергану, не считаясь с контурами палеозойского обрамления. Обе структуры в трудах названных авторов описаны как связующие звенья между структурами предгорий Ферганского и Алайского обрамлений. Этому вопросу мы уже касались выше, при описании Сюрентюбинской и Ачисайской антиклиналей. Здесь мы остановимся на них более подробно, с точки зрения строения как барьера, так и диагональной перемычки.

Карачатырская палеозойская гряда вытягивается в северо-восточном направлении от р. Исфайрама до г. Оша и имеет длину около 70 км при ширине до 15 км. Она сложена дислоцированными отложениями силура, девона, карбона и перми. Последние в юго-западной части гряды простираются широко.

По данным ряда авторов, северо-западный склон гряды широкий и прикрыт полого падающими неоген-древнечетвертичными отложениями, южный — крутой и оборван разрывом, по которому гряда в целом надвинута в южном направлении. В результате этого примыкающие к ней с юга неоген-древнечетвертичные отложения Наукатской впадины вздернуты и значительно (до 100 м по мощности) срезаны. В целом гряда имеет характер одностороннего горста и Н. П. Васильковским сравнивается с ранее описанной Джамантауской антиклиналью.

В юго-западном направлении гряда погружается и становится более узкой. На левом берегу р. Исфайрама на продолжении этой гряды выступают юрские и меловые породы. Последние образуют здесь небольшую двойную антиклиналь — флексуру с крутыми южными крыльями, которая, вероятно, находится на западном продолжении вышеупомянутого разрыва.

На северо-востоке, как известно, гряда начинает дробиться и становится расплывчатой. Между рр. Араван-сай и Ак-бура (у г. Оша) отложения девона, карбона и силура приобретают меридиональное и северо-западное направление и осложняются продольными сдвигами. Еще далее к северо-востоку, на расстоянии до 30 км, палеозойские выходы, которые указывали бы на продолжение гряды к Ферганскому хребту, отсутствуют. Зато появляется Сюрентюбинская антиклинальная складка облекания, несколько отодвинутая по отношению к гряде на северо-запад.

На пологих склонах гряды в неоген-древнечетвертичных отложениях констатировано несколько брахиантиклиналей, охарактеризованных рядом среднеазиатских геологов. В юго-западной части Карачатырского поднятия находятся, например, Кувинская и Талмазарская антиклинали. Они имеют восток-северо-восточное простирание и составляют как бы продолжение Капчигайской антиклинали. Разрез слагающих их неоген-древнечетвертичных отложений является наиболее полным: мощность его достигает почти 2 км. Длина складок составляет 16—18 км, ширина — 4—4,5 км. Падение пластов не превышает 8—12° в крыльях и 1—5° — на своде.

Ближе к палеозойскому ядру Карачатырского поднятия располагается Найманская антиклиналь, также вытянутая в восток-северо-восточном направлении. Неоген-древнечетвертичный разрез здесь сильно сокращается. По О. С. Вялову, на глубине 630 м сохские конгломераты непосредственно налегают на низы туркестанского яруса палеогена. Вместе с тем, по его мнению, возможно, что антиклиналь состоит из двух самостоятельных более мелких поднятий. Подобно Чимионской антиклинали, она, таким образом, является переходной структурой от простых (как бы моногенных на поверхности) поднятий к поднятиям гетерогенным, в основе которых лежит мелкая дисгармоническая складчатость срыва, сопряженная с межпластовыми нарушениями.

Следующие далее по крылу Карачатырского поднятия к северо-востоку антиклинали характеризуются большей, неровно нарастающей в этом направлении, интенсивностью. Значительного интереса здесь заслуживает крайняя северо-восточная антиклиналь — Андижанская (ближайшая к дополнительным складкам Сюрентюбинской антиклинали облекания). По И. П. Зубову и А. М. Хуторову (1948), эта антиклиналь на поверхности сложена бактрийскими отложениями и имеет длину до 23 км. Северо-западное крыло ее в бактрийских отложениях наклонено под углом 8—10° (до 18°), юго-восточное — под углом 12—15° (до 35°). Крутое юго-восточное крыло сопряжено с продольным надвигом, сместитель которого наклонен к северо-западу под углом 60—70°; вдоль надвига пласты бактрийских отложений поставлены на голову. Величина смещения по вертикали доходит до 750 м, по горизонтали — до 1000 м. Помимо

этого, антиклиналь осложнена двумя сбросами меридионального простиранья и дополнительной Шариханской складкой широтного простиранья. Появление последней имеет существенное значение. Далее к северо-востоку наложенная широтная складчатость получает широкий размах (см. выше). На это явление указывали еще в 1910 г. В. Н. Вебер, Ф. Н. Чернышев и др., совершенно правильно объяснявшие его перекрещиванием ферганского и алайского складчатых направлений.

С глубиной в отложениях морского палеогена интенсивность Андижанской антиклинали, по И. П. Зубову, значительно возрастает, что выражается в увеличении углов падения (до 25° на северном крыле). Сбросы затухают. Сместитель надвига выполаживается до 25° . Очевидно, он сливается с одной из поверхностей наслоения. Таким образом, Андижанская антиклиналь (так же, как и сходная с ней Палванташская) может быть отнесена к категории складок срыва. В основе ее находится, однако, не ряд мелких складок, как это было в Чимонской антиклинали, а единая поверхность срыва. Последняя проходит либо по гипсоносным меловым отложениям, либо в палеогене. Это отличает Андижанскую и Палванташскую антиклинали от смежных вытянутых к северо-востоку складок северо-западного крыла Сюрентюбинской антиклинали (см. выше).

И. П. Зубовым указывается на смещение оси Андижанской складки в более древних горизонтах к юго-востоку, т. е. в сторону ее более крутого крыла, что он объясняет увеличением мощности покрова на северо-западном пологом ее крыле, ближайшем к центру Ферганской впадины. Но в некоторых других складках, например, Шариханской, которая оказалась в подмятом крыле надвига, ось смещается при тех же условиях в обратном направлении. Очевидно, смещение оси Андижанской антиклинали в более древних горизонтах к крутому крылу естественнее связать с особенностями надвига, вблизи которого на глубине горизонтального перемещение масс пород более значительное (падение сместителя 25°), а ближе к поверхности менее значительное, направленное больше вверх (падение сместителя $60-70^\circ$). Вследствие этого изгибающиеся верхние слои отстают в своем движении к юго-востоку от нижних слоев. В них развиваются трещины растяжения, по которым происходят сбросы небольшой амплитуды.

Все рассмотренные примеры складок в полосе неоген-древнечетвертичных отложений показывают, что складки тесно связаны и своим распространением, и ориентировкой с Карачатырской палеозойской грядой. Они расположены на горстообразной флексурной антиклинали и не являются продолжением складок предгорий Ферганского хребта, которые располагаются на антиклиналях облекания. Как и на других аналогичных поднятиях Туркестано-Алайских предгорий, складки здесь обзаны своим возникновением явлениям срыва.

Интенсивность складок, незначительная в юго-западной половине пологого склона Карачатырского поднятия, далее к северо-востоку, как уже указывалось, значительно возрастает. Вместе с тем на крайней из них — Андижанской складке — появляются элементы поперечной складчатости. Здесь же вблизи структур предгорий Ферганского хребта и палеозойское ядро поднятия начинает дробиться и приобретает другую ориентировку. Все это заставляет отказаться от представлений о плавном переходе алайского складчатого направления в ферганское.

Плавный переход одного направления в другое не может быть наметчен и по более южным структурам. В этом легко убедиться при рассмотрении следующих данных.

Палеозойские образования Алайского хребта в большей его части (от р. Исфайрама до меридиана $73^\circ 15'$) простираются в общем широтно. Они смяты в ряд интенсивных складок и разбиты серией продольных

взбросов и надвигов. Сместители последних, по В. Н. Веберу, наклонены к югу, и движение палеозойских масс по ним было направлено к центру Ферганской впадины.

Восточнее меридиана $73^{\circ}15'$ палеозойские образования вместе с зажатыми в них полосами меловых пород круто изгибаются к северу и приобретают меридиональное направление. Точно так же изгибаются и линии разрывов, не нарушая при этом общей тенденции к смещению масс внутрь Ферганы (уже на северо-запад).

Подходя к структурам Ферганского хребта и его предгорий, ориентированным совершенно иначе, все структуры алайского обрамления, как складчатые, так и разрывные, как бы обрываются. Все это можно видеть на тектонической схеме 1928 г. Д. И. Мушкетова — на левом берегу р. Талдык-су, в районе Гульчи и т. д. (см. выше).

3. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ О МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ПРЕДГОРИЙ ТУРКЕСТАНСКОГО И АЛАЙСКОГО ХРЕБТОВ

Тектоническое строение предгорий Туркестанского и Алайского хребтов определяется в основном присутствием двух генетических типов мезо-кайнозойских структур. Первый тип — это антиклинальные поднятия, в строении которых принимают участие и палеозойский фундамент, и мезо-кайнозойский покров; они могут считаться аналогами антиклиналей, расположенных вдоль Кураминско-Чаткальского обрамления. Второй тип — это складки мезо-кайнозойского покрова, в строении которых палеозой участия не принимает; складки покрова располагаются на структурах первого типа и являются по отношению к ним образованиями дополнительными. Они сходны с дополнительными складками срыва предгорий Ферганского хребта. Совместное присутствие двух указанных типов отличает вместе с тем предгорья Туркестано-Алайского обрамления и от предгорий Кураминско-Чаткальского обрамления, где проявляются преимущественно одни флексурные складки, и от предгорий Ферганского обрамления, где отмечается комбинация складок облекания и складок срыва.

Антиклинальные поднятия первого типа, состоящие из палеозойского ядра и мезо-кайнозойской оболочки, характеризуются разными размерами. Одни из них имеют длину порядка нескольких километров и располагаются в виде цепочек, длина других достигает 70—90 км. Все они вытягиваются вдоль Туркестано-Алайского обрамления, но не всегда параллельны ему и расходятся с ним (преимущественно на востоке) на некоторый угол (Карачатырское поднятие).

Палеозойские ядра поднятий, как и всюду, дислоцированы значительно более интенсивно, чем перекрывающий их мезо-кайнозойский покров, от которого они отделены поверхностью размыва и несогласия. В них отмечаются разнообразная мелкая складчатость и разрывы; последние рассекают палеозойский фундамент, часто не считаясь с направлениями его складчатых образований. В целом ряде случаев палеозойские дислоцированные пласты падают к северу в направлении внутренних частей Ферганской впадины. Нередко они в пределах как крупных, так и малых ядер антиклинально изогнуты всей своей массой.

Антиклинальные поднятия несимметричны. Северные их крылья, сложенные мезо-кайнозойем, обычно пологие, с углом падения $20-30^{\circ}$. Южные крылья крутые; они стоят вертикально или опрокинуты. В последних проходят разрывы типа взбросов, по плоскостям которых поднятия переместились вверх и к югу и врезались своими палеозойскими ядрами в мезо-кайнозойский покров. Наклон сместителей взбросов иногда направлен в ту же сторону, что и наклон собранных в складки палеозойских пластов, которые затрагиваются взбросами.

Вблизи Туркестано-Алайского обрамления взбросы выражены наиболее резко и придают антиклинальным поднятиям характер односторонних горстов. На дневную поверхность здесь выведены значительные блоки палеозойских образований (например, Катранский блок). В удалении от Туркестанского и Алайского хребтов, где мощность мезо-кайнозоя возрастает, например, в юго-западной Фергане, взбросы проявляются на поверхности с меньшей силой. Иногда они не в состоянии пробить мезо-кайнозойский покров и выводят на поверхность лишь небольшие палеозойские массивы, находящиеся в ядрах мелких брахиантиклиналей, в которых (на поверхности) мезо-кайнозой образует ненарушенные периклинальные окончания.

Формирование антиклинальных поднятий протекало в течение всего мезо-кайнозойского времени. Об этом свидетельствуют примеры Ташраватской, Калача-Мазарской, Ляглянской и других антиклиналей, с приближением к ядрам которых мощность различных свит и горизонтов мезо-кайнозоя значительно сокращается. Это сокращение происходит весьма неравномерно.

Как показывают данные по Калача-Мазарской антиклинали (Шульд и др.), изменения в мощности достигают наибольшего размаха в более грубообломочных отложениях, в то время как в известняках и гипсах эти изменения незначительны или не отмечаются вовсе. Очевидно, этапы наиболее интенсивного роста мезо-кайнозойских структур предгорий Туркестано-Алайского обрамления совпадают во времени с этапами наиболее интенсивных поднятий обрамления и усиления его размыва.

В отдельных случаях изменения мощностей осадков находятся в тесной связи с разломами. Так, в пределах уже упоминавшейся Калача-Мазарской антиклинали уменьшение мощностей верхнего триаса, направленное к ядру складки, заканчивается не на ее своде, а у разлома вдоль южного края ядра. На западном окончании Ботканской антиклинали поднятое крыло одного из сбросов характеризуется уменьшенной, а опущенное — многократно увеличенной мощностью юрского разреза. Наконец, в пределах Джамантауской антиклинали один из разломов «срезается» мезозойскими отложениями.

Очевидно, разломы характеризуются давним заложением. Многие из них развиваются, по видимому, длительное время. Как нам представляется, они выполняют ведущую роль в формировании антиклинальных поднятий и, может быть, не требуют предварительного изогнутости ни крупного, ни малого радиусов кривизны.

Все сказанное позволяет отнести охарактеризованные антиклинали к категории складок разломов, или флексурных складок.

Складки второго типа, захватывающие лишь мезо-кайнозойский покров, построены иначе. Они обычно располагаются на пологих северных крыльях флексурных антиклиналей и не могут быть объяснены явлениями гравитационного сползания. Наиболее правильной формой среди них обладают антиклинали.

На площади распространения неоген-древнечетвертичных отложений антиклинали имеют длину до 16—23 км и малоинтенсивны, с углами падения крыльев в несколько градусов. Их интенсивность возрастает лишь в северо-восточном направлении, к предгорьям Ферганского хребта, где углы падения неоген-древнечетвертичных отложений резко возрастают (Паланташ—Андижан).

Ближе к обрамлению в меловых и палеогеновых отложениях длина отдельных складок уменьшается во много раз, до нескольких сотен метров. Складки весьма сильно сжаты, с вертикально стоящими или круто падающими крыльями, которые осложнены еще более мелкой дисгармонической складчатостью с явными признаками внутренних послыдных передвижек.

Антиклинали, как правило, косые, нередко опрокинутые. Местами, обычно ближе к обрамлению, они наклонены в ту же сторону, что и флексурные антиклинали, на которых они располагаются. Иногда же, обычно в более молодых отложениях, они наклонены в направлении к центральной части Ферганской впадины, т. е. к северу. В поперечном вертикальном разрезе их оси (с учетом глубины) дугообразно изогнуты и обращены выпуклостью к югу. Это явление отмечалось целым рядом геологов, которые связывали его с «перекачиванием» (смещением) осей складок в каждом более молодом горизонте в сторону внутренних частей Ферганы.

Большинство складок сопряжено с продольными разрывами, которые осложняют их крутые крылья или проходят вблизи сводов. Сместители некоторых разрывов, как и оси складок, криволинейны. В наиболее высоких частях стратиграфического разреза они либо круто падают к северу (Андижан), либо вертикальны (Тузлук), либо опрокинуты на север (Риштан). Но с глубиной они выполаживаются и приобретают такое же падение, как и пласты (Андижан, Ким), т. е. к северу. Очевидно, разрывы (как и сами складки) являются результатом срыва и межпластовых перемещений внутри мезо-кайнозоя, имеющих, несомненно, южное направление. Ведущая поверхность срыва приурочена к наиболее пластичным отложениям мела и палеогена, отчего дополнительная складчатость захватывает в основном эти отложения и вышележащие горизонты.

Увеличение интенсивности складок срыва в горизонтальном направлении от молодых свит к более древним является, вероятно, свидетельством аналогичных изменений и в вертикальном разрезе (сверху вниз). Другими словами, в ряде случаев мы можем предполагать наличие интенсивных дислокаций (складчатых и разрывных) и в основании пологих и крупных на поверхности складок на площади неоген-древнечетвертичных отложений, как показывают примеры Шорсинских, Чимионских и других складок. Однако это явление не повсеместно. Известны другие случаи, когда в основании более крупных поднятий развивается не серия более мелких складок и разрывов, а имеет место единая поверхность срыва (Андижан, вероятно, Палванташ). Таким образом, пользуясь терминологией Н. С. Шатского (1929), можно говорить о пластовых перемещениях несогласных (по нескольким поверхностям, с дополнительной мелкой складчатостью) и согласных (по одной поверхности, без дополнительной складчатости) и, соответственно, о несогласных и согласных складках срыва, которые этими перемещениями вызываются. В то время как в согласных складках ведущими являются разрывы, которые, несомненно, первичны, в основе несогласных складок имеют место и разрывы, и мелкая складчатость, причем разрывы по отношению к мелкой складчатости могут быть вторичными. Антиклинальные поднятия Чимион и Шор-су относятся к категории несогласных складок срыва, антиклинали Андижан и Палванташ — к категории согласных складок срыва.

Формирование дополнительных складок может быть отнесено к более позднему времени, чем время отложения значительной части слагающих их осадков. Как показывает пример Чимионского поднятия, его нельзя приурочивать к фазам складчатости. В этом случае мы должны были бы отнести возникновение западной части поднятия к одной фазе, а восточной — к другой. Складки мезо-кайнозойского покрова возникают по мере его уплотнения, когда в нем становятся возможными межпластовые передвижки тектонического характера. Далее они развиваются длительно и контролируют накопление наиболее молодых осадков и формы современного рельефа.

Как складки срыва, так и флексурные складки обнаруживают тенденцию к смещению в направлении на юг, в сторону Туркестано-Алайского обрамления, тогда как последнее испытывало движение в северном

направлении, к центру Ферганы. Граница междудвигающимися друг к другу массами, проходящая по Ляйлякской впадине и южному краю Наукатской впадины, может представлять собой наиболее крупный разлом в Южной Фергане.

Глава V

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ФЕРГАНЫ И ИХ РАЗВИТИЕ

Среди мезо-кайнозойских структур предгорий Ферганской впадины, рассмотренных выше, могут быть выделены следующие четыре главных генетических типа (фиг. 28).

1. Флексурные складки, состоящие из палеозойского ядра и мезо-кайнозойской оболочки, с крупным разломом в основании каждой из них.

2. Складки облекания, состоящие из палеозойского ядра и дислоцированной мезо-кайнозойской оболочки, в основании которых крупные разломы отсутствуют.

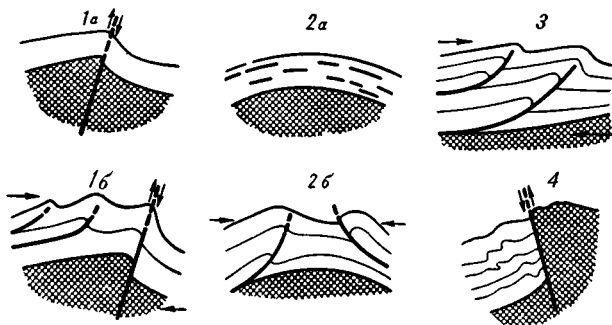
3. Складки срыва, в строении которых принимает участие один мезо-кайнозойский покров или его отдельные части.

4. Мелкая складчатость мезо-кайнозойских отложений в зонах их тектонических контактов с палеозоем.

Каждый из перечисленных типов имеет свои границы распространения и в отдельных районах предгорий Ферганской впадины либо является господствующим, либо находится в определенной и постоянной комбинации с другими. Вместе с тем отдельные типы складок оказываются генетически связанными с тем обрамлением, в предгорьях которого они располагаются.

Как мы уже видели выше, в предгорьях Кураминско-Чаткальского обрамления ведущими структурами являются простейшие флексурные складки, т. е. одиночные антиклинальные изгибы мезо-кайнозойского покрова, возникшие в результате проявления разломов палеозойского основания. Иногда совместно с ними наблюдается мелкая складчатость покрова, в основе которой находятся внутрипластовые передвижки и пологие, почти горизонтальные надвиги. Но эти деформации сжатия большого значения не имеют и локализуются лишь в чрезвычайно узких зонах близ крупных разломов, в опущенных их крыльях. В основной своей массе покров испытывает здесь растяжение, которое компенсируется образованием многочисленных мелких сбросов, наблюдаемых во многих флексурных складках.

Характер флексурных складок, в частности интенсивность их проявления на дневной поверхности и размеры, зависят от мощности покрова или от глубины залегания палеозойского фундамента. При глубине около 4—4,5 км и более складки на поверхности практически не проявляются. Ближе к выходам палеозоя они становятся все более узкими



Фиг. 28. Генетические типы мезо-кайнозойских складок Ферганской впадины.

1а — простейшая флексурная складка; 1б — усложненная флексурная складка; 2а — простейшая складка облекания; 2б — усложненная складка облекания; 3 — складки срыва; 4 — складчатость зон тектонических контактов.

и интенсивными и приобретают сначала складчато-глыбовый, а затем глыбовый характер. В области сплошного развития палеозойских образований, где отложения мезо-кайнозоя отсутствуют, глыбовые структуры проявляются в чистом виде. Они имеют, как сейчас признается большинством геологов, крупное значение в альпийской тектонике Кураминско-Чаткальских гор. Подобно флексурным складкам предгорий, глыбовые структуры ориентированы различным образом: то более или менее параллельно основному чаткальскому направлению, то диагонально или перпендикулярно к нему. Значительная жесткость и разнородность палеозойских образований, определяемые широким присутствием в них различных изверженных пород, способствовали образованию структур именно такого типа.

Очевидно, Кураминско-Чаткальское обрамление и его предгорья по своему тектоническому строению оказываются тесно связанными друг с другом. В них намечается единый ряд гомологичных глыбовых структур, проявляющихся на поверхности с некоторыми различиями, но имеющих один общий корень — разломы палеозойского субстрата. В предгорьях наиболее крупные из числа последних, способные приподнять 3—4-километровую толщу мезо-кайнозоя и образовать значительные по протяженности флексурные складки, расположены ближе к центральной части Ферганской впадины.

В предгорьях Ферганского обрамления, как указывалось, главнейшее значение имеют складки облекания с наложенной на них дополнительной складчатостью срыва.

Ядрами складок облекания являются палеозойские выступы Ферганского хребта, местами изогнутые всей своей массой, без участия крупных разломов. Разломы проявляются в большом изобилии лишь восточнее, в основном палеозойском массиве Ферганского хребта (в его северо-западной части). Но и там они выражены иначе, чем в Кураминско-Чаткальском обрамлении.

По В. Н. Огневу, разломы располагаются почти согласно с наложением напластований, имеют однообразный наклон и связаны с чешуйчатыми структурами.

Мезо-кайнозойский покров, принимающий участие в строении складок облекания, дислоцирован весьма интенсивно и обнаруживает на себе следы бокового сжатия. Образованные в нем дополнительные складки срыва и надвиги значительно сократили первоначальную площадь его распространения до нескольких километров по длине вкрест простираения на отдельных складках облекания. Явления растяжения в покрове проявляются лишь местами и как частный результат сжатия.

На характере дополнительных складок и разрывов сказываются прежде всего свойства самого покрова, как-то: его мощность, степень пластичности и т. д. Наличие нескольких достаточно мощных пластичных горизонтов (глин, гипсов) определяет, например, появление стольких же поверхностей срыва и нескольких этажей дополнительной складчатости. В контактах между толщами различной жесткости также очень часто возникают межпластовые срывы. Мощность мезо-кайнозойских отложений выше каждой из ведущих поверхностей срыва определяет размеры и интенсивность проявления дополнительной складчатости на дневной поверхности. Ею же, повидимому, определяется и степень наклона сместителей продольных надвигов в складках.

Вместе с тем дополнительная складчатость ориентирована в соответствии с ориентировкой и контурами палеозойских ядер складок облекания. Она может возникать лишь при определенных, обычно незначительных, наклонах поверхности фундамента, почему и располагается на продолжении палеозойских выступов обрамления.

Очевидно, складки облекания и дополнительная складчатость срыва в покрове неотделимы от палеозойского обрамления Ферганского хребта. Как отмечалось выше, они были вызваны горизонтальными перемещениями палеозойских масс обрамления внутрь Ферганской впадины. Существование их само по себе предполагает такое перемещение. В этом коренное отличие предгорий Ферганского хребта от предгорий Кураминского и Чаткальского хребтов, где проявились глыбовые, преимущественно вертикальные, движения.

Первоисточником движений палеозойских масс Ферганского обрамления надо считать, повидимому, Таласо-Ферганский разлом. В. Н. Огневым (1939) он определяется как длительно развивающийся сдвиг с горизонтальной амплитудой в десятки километров, северо-восточное крыло которого двигалось к юго-востоку, давило на юго-западное крыло, т. е. на Ферганский хребет, и заставляло его смещаться в Ферганскую впадину. Поэтому не случайно, что складки юрских отложений юго-восточной части Ферганского хребта, как отмечается рядом авторов, наклонены и иногда опрокинуты к юго-западу. Они как бы устремлены к депрессии, т. е. в сторону общего смещения масс.

В предгорьях Туркестано-Алайского обрамления основными типами структур являются флексурные складки и наложенные на них складки срыва. Взятые вместе, они образуют, по существу, новый генетический тип — тип усложненных флексурных складок, совершенно не характерных для других частей Ферганской впадины.

Они представляют собой результат глыбовых движений по разломам, которые широко распространены и в области Туркестано-Алайского обрамления. Однако разломы сопровождаются значительными искривлениями поверхности палеозойского фундамента, консолидированного в Южной Фергане в меньшей степени. Сами же движения характеризуются своей направленностью.

Последняя выражается в том, что флексурные складки более выдержаны по простиранию и более параллельны своему обрамлению, чем это наблюдается в предгорьях Кураминского и Чаткальского хребтов. С другой стороны, сместители разломов однообразно наклонены к северу, а складки обнаруживают тенденцию смещения к югу. Повидимому, флексурные складки в данном случае вызваны однообразно ориентированными сколами фундамента предгорий в связи с натиском основного массива Туркестано-Алайского обрамления, приложенного к глубинным частям палеозоя и направленного, как мы ранее отмечали, к северу, во внутренние части Ферганы. Не случайно поэтому, что наиболее интенсивные разломы, выводящие на поверхность самые крупные блоки фундамента, проявляются ближе к области сплошного развития палеозоя.

О региональной направленности тектонических движений в предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов свидетельствует и характер дополнительной складчатости срыва, развившейся по гипсоносным отложениям верхнего мела и палеогена. Одинаковая ориентировка (в вертикальном разрезе) осевых плоскостей дополнительных складок и сместителей продольных разрывов (надвигов) в них, дугообразно выгнутых к югу, показывает, что сорванные части покрова смещены в том же направлении, т. е. так же, как и глыбовые структуры, на которых они расположены. Их смещению в этом направлении способствовал и незначительный наклон поверхности фундамента, определяемый хотя бы тем, что мощность неоген-древнечетвертичных отложений получает повышенные значения (1,5—2 км) довольно далеко от обрамления, в зоне адыров. Механизм образования складчатости срыва также естественнее связать с проявлениями бокового сдавливания со стороны основного

массива палеозойского обрамления. Горизонтальные перемещения в связи с этими усилиями были, повидимому, небольшими и, конечно, значительно уступали горизонтальным перемещениям в предгорьях Ферганского хребта.

Все изложенное в отношении мезо-кайнозойских структур предгорий Ферганской впадины со всей очевидностью показывает, что строение впадины в целом неоднородно. Мы не можем согласиться с укореившимися представлениями, по которым мезо-кайнозойские структуры образуют в Фергане кольцевые зоны, а различно построенные системы палеозойских структур имеют общее значение обрамления этих зон. Указанные представления основаны на морфологическом принципе изучения тектонических форм и в настоящее время должны быть признаны устаревшими.

Предгорья соответственно Кураминско-Чаткальского, Ферганского и Туркестано-Алайского обрамлений характеризуются различными генетическими типами структур и, таким образом, принципиально отличаются друг от друга. Они представляют собой три вполне самостоятельные и основные тектонические зоны Ферганы: зону простейших флексурных складок на северо-западе, зону складок облекания и складок срыва на северо-востоке и, наконец, зону усложненных флексурных складок на юге.

Каждая из зон генетически связана со своим палеозойским обрамлением. Говоря другими словами, обрамления развивались в мезо-кайнозойское время по-разному и обусловили возникновение различных генетических типов структур мезо-кайнозойского покрова. С этой точки зрения палеозойское обрамление Ферганской впадины может быть также подразделено соответственно на три альпийские тектонические зоны, хотя дислоцированные мезо-кайнозойские отложения на площади их распространения и отсутствуют.

Помимо шести названных зон, в Фергане может быть выделена и еще одна зона — центральная. Сведения об этой зоне довольно скудны. По мнению одних исследователей, палеозойское ложе имеет здесь корытообразную форму, а складки в мезо-кайнозойском покрове могут отсутствовать. По мнению других исследователей, палеозойское ложе является неровным, и в центральной зоне имеются погребенные структуры.

Выше мы видели, что характер проявления складок на дневной поверхности, будь то флексурные складки или складки срыва, определяется мощностью мезо-кайнозойского покрова и, в конечном счете, глубиной залегания фундамента. При глубине фундамента в 4—4,5 км никакие складки на дневной поверхности не улавливаются. Таким образом, эта глубина является границей центральной зоны и отделяет ее от других зон предгорий.

Нельзя не согласиться с тем, что указанная граница условна и в дальнейшем может быть изменена, ибо отсутствие складок на поверхности совсем не решает вопроса о характере строения мезо-кайнозойских отложений на глубине. На глубине в центральной зоне должны существовать структуры, и можно даже высказать предположение, какие это структуры.

Учитывая неоднородность строения Ферганской впадины (в ее доступных для наблюдений зонах), мы полагаем, что центральная зона в своих отдельных частях также неоднородна. В ее северной части мы можем ожидать значительную раздробленность палеозойского фундамента с образованием крупных антиклинальных поднятий флексурного типа, поскольку прилегающая с севера зона характеризуется именно такими деформациями, которые с переходом внутрь впадины приобретают большой размах. В южной части, наоборот, такие дефор-

мации могут отсутствовать, так как в смежной с ней зоне усложненных флексурных складок раздробленность фундамента усиливается не к центру, а к южной окраине Ферганы, к Туркестано-Алайскому обрамлению. Не случайно поэтому отсутствие поднятий на поверхности этой зоны между последними к северу складками срыва и границей погружения фундамента до глубин 4—4,5 км. Наконец, на востоке, исходя из характера зоны складок облекания, мы можем предположить пологие смещения палеозойских масс к западу. Все нарушения в палеозойском основании центральной зоны под влиянием большой нагрузки вышележащих отложений, исчисляемой минимум в 700 кг/см², могут выражаться не только в дизъюнктивной, но и в пликативной форме.

Что касается складчатых деформаций собственно мезо-кайнозойского покрова, в которых палеозой участия не принимает, то они в большей части центральной зоны, исключая, может быть, ее восточное окончание, должны, по видимому, отсутствовать. Это вытекает из того, что наблюдаемые на поверхности складки срыва возникают в условиях интенсивных боковых усилий со стороны того или иного палеозойского обрамления и локализуются в ближайшей к нему полосе предгорий. Такие условия в прогибающейся центральной зоне, несомненно, отсутствуют. Здесь можно предполагать лишь межпластовые передвижки без образования складчатости.

Более определенный характер имеет граница, которая отделяет Ферганское обрамление и примыкающую к нему зону складок облекания от всех других зон. Она устанавливается следующим образом.

Как отмечалось выше, на северной окраине Ферганской впадины простейшие флексурные складки, вытянутые вдоль Кураминско-Чаткальского обрамления, почти под прямым углом подходят к палеозою Ферганского обрамления и срезаются им по крупному альпийскому надвигу. По свидетельству А. А. Лаврова, альпийский надвиг разделяет и различно построенные каледонские и герцинские сооружения, на основании чего время его заложения А. В. Пейве относит к палеозою. Линия надвига простирается от оз. Сары-Чилек к юго-востоку и, несколько не доходя до р. Нарына, образует ряд ветвей, часть которых отходит к юго-западу. На южной окраине Ферганы аналогичный надвиг, также наклоненный к северо-востоку и характеризующийся длительностью своего развития, установлен В. М. Синицыным в районе перевала Тюз-ашу. От перевала Тюз-ашу надвиг, как это вытекает из всех данных, направляется на запад и юго-запад. В поднадвиговых частях обоих указанных нарушений как на севере, так и на юге, структуры предгорий изгибаются внутрь Ферганы соответственно к югу и северу.

Длительно развивающиеся окраинные надвиги ограничивают одну крупную структуру — область Ферганского палеозойского обрамления. Это дает основание предполагать, что последнее ограничивается разломом и во внутренних частях Ферганы, под мезо-кайнозойским покровом. Строение покрова подтверждает наше предположение. Во внутренних частях между концами вышеупомянутых надвигов мы наблюдаем такой же, но в несколько расплывчатой форме стык мезо-кайнозойских структур предгорий Кураминско-Чаткальского и Туркестано-Алайского обрамлений со структурами предгорий Ферганского обрамления, какой наблюдается и на окраинах. Этот стык как бы намечает след разлома. Так, в низовьях р. Нарына складки облекания или сходятся с флексурными, или подходят почти вплотную к центральной зоне, характеризующейся отсутствием видимых складок и глубоким погружением фундамента; оси складок искривлены навстречу друг другу, т. е. в восточной части к северу, а в западной — к югу. В районе г. Оша и г. Андижана

намечается стык Сюрентюбинской складки облекания с Карачатырской флексурной складкой; ядро последней в ее восточной части весьма сильно раздроблено, а дополнительная складчатость покрова становится более интенсивной; в простирации дополнительной складчатости начинают появляться элементы перекрещивания; по обе стороны от следа предполагаемого разлома в дополнительных складках ведущие поверхности срыва располагаются на различных стратиграфических уровнях. Наконец, со всем этим увязывается некоторое смещение восточного окончания центральной зоны к юго-востоку, что отчетливо видно по гравиметрическим данным 1947 г. Н. В. Эпштейна. В районе г. Намангана, где глубина до палеогена измеряется минимум в 3 км, изоаномалы, по этим данным, вытянуты в северо-восточном направлении. Но далее, перед Уч-Курганом, они круто, с общим размахом около 20 км, поворачивают к югу и затем снова идут к северо-востоку, где между Избаскентской и Северо-Аламышинской антиклиналями замыкают восточное окончание центральной зоны.

Очевидно, границей, которая отделяет область Ферганского обрамления (с прилегающей к ней зоной складок облекания) от других зон Ферганы, является крупный разлом. На северной и южной окраинах Ферганы он параллелен Таласо-Ферганскому глубинному разлому; в ее внутренних частях он дугообразно выгнут к юго-западу и захватывает, повидимому, и центральную зону. Присутствие разлома, как и его форма, полностью объясняют повсеместно наблюдаемое смещение палеозойских масс Ферганского хребта внутрь Ферганской впадины, которое без участия разлома было бы совершенно непонятным.

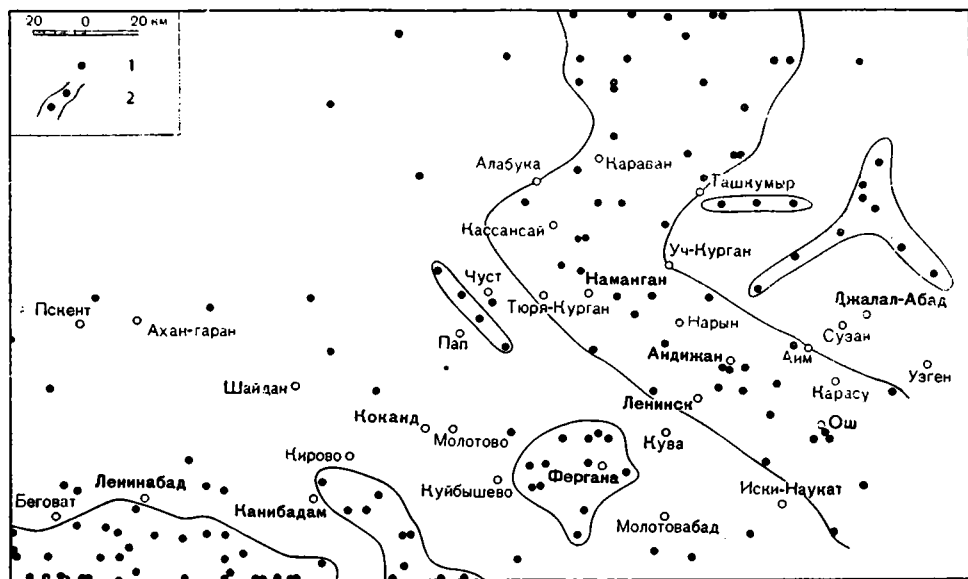
Восточно-Ферганский разлом (как мы будем его называть в дальнейшем) является, повидимому, линеаментом и служит источником землетрясений. Эпицентры наиболее катастрофических землетрясений, происшедших в Фергане за последние 50 лет, располагаются в зоне его проявления или в непосредственной близости к ней. Таково, например, андижанское землетрясение 3/16 декабря 1902 г., сила которого измеряется в 8—9 баллов (Чернышев, Вебер и др., 1910), затем наманганское землетрясение 12 августа 1927 г. такой же силы. Как известно, эпицентры последующих толчков наманганского землетрясения оказались в полосе северо-западного простираения, которым характеризуется и зона разлома. Наконец, сюда же относится чаткальское землетрясение 2 ноября 1946 г., эпицентр которого, по Г. П. Горшкову (1949), пришелся на район оз. Сары-Чилек (в верховьях р. Ходжа-ата), а глубина очага определена в 100 км. Эпицентры последующих толчков, расположенные, исходя из данных Е. А. Розовой (1949), на пересечении меридиана $72^{\circ}00'$ и параллели $42^{\circ}00'$, также, повидимому, образуют зону северо-западного простираения.

За период с 1929 по 1946 г. основная масса землетрясений приходится вообще на южную и восточную части Ферганы. Но на востоке, как показывает фиг. 29, эпицентральная зона этих землетрясений некоторым образом совпадает с зоной проявления нашего разлома. В нее же укладываются и эпицентры наибольшего количества самых мелких толчков, которые были зарегистрированы в течение последних ста лет. В Андижане этих толчков, по Г. П. Горшкову, было до 200, в Оше — до 100, в Намангане — до 70.

В связи с различными разрывными нарушениями землетрясения в Средней Азии принадлежат к довольно частым явлениям. В этой связи они были констатированы, например, И. В. Мушкетовым (верненское землетрясение 1887 г.), К. И. Богдановичем (кабинское землетрясение 1911 г.), Г. П. Горшковым (файзабадское землетрясение 1930 г.) и др. Таким образом, сейсмичность зоны Восточно-Ферганского разлома

может считаться, в свою очередь, еще одним подтверждением его существования, а также и проявления в современную эпоху.

Восточно-Ферганский разлом сыграл, повидимому, большую роль в тектонике Ферганы. Не исключено, что этот разлом является результатом активности глубинных частей литосферы. Об этом свидетельствует значительная глубина очагов вызываемых им землетрясений и территориальная приуроченность к зоне его проявления (район оз. Сары-Чилек) послеюрских гранитных интрузий. Последние, по мнению отметившего их Н. П. Васильковского (1948₁), сопровождали здесь не интенсивную



Фиг. 29. Схема эпицентров землетрясений Ферганской впадины. Составлена по данным Е. А. Розовой и др. (за период с 1929 по 1946 г.).

1 — эпицентры; 2 — отдельные эпицентральные зоны.

складчатость, а образование складок большого радиуса и крупных разломов, развившихся в варисском складчатом фундаменте.

Такова схема тектонического строения Ферганы, выведенная из рассмотрения отдельных мезо-кайнозойских структур с точки зрения их происхождения и развития. Эта схема не претендует на законченность представления о строении Ферганской впадины и определяет только его общие черты. В дальнейшем она может в указанных рамках трехчленного деления (по предгорьям обрамления) дополняться и детализироваться.

Как отдельные генетические типы мезо-кайнозойских структур, так и объединяющие их тектонические зоны имеют свои исторические предпосылки, возникшие в ходе развития Ферганской впадины в целом.

Многочисленные предшествующие исследования показывают, что развитие Ферганской впадины началось в основном с юрского периода. В то время здесь на выровненной поверхности палеозойских образований (Н. М. Синицын) появляется ряд изолированных более мелких зачаточных впадин, которые заполняются континентальными угленосными осадками. Главнейшая из зачаточных впадин занимала юго-восточную половину современного Ферганского хребта (и его продолжение в Китае), где мощность юрских отложений достигает 2—3 км. По

В. Н. Огневу и Н. М. Синицыну, она простиралась в северо-западном направлении и с северо-востока ограничивалась Таласо-Ферганским разломом. С юго-запада впадину ограничивал Восточно-Ферганский разлом. На территории Китая последний сохранился в неизменном виде до наших дней.

Помимо упомянутой впадины северо-западного простирания, в Южной Ферганае отмечается несколько других более или менее крупных зачаточных впадин широтного простирания (Рыжков, 1951). Наиболее значительные из них располагались в основном в западной части Южной Ферганы. Некоторые из них зародились еще в триасе.

В конце юры или в начале мела происходит поднятие Ферганского хребта (Д. В. Наливкин). На месте грабена появляется горст. Одновременно с этим очерчиваются контуры Ферганской впадины как области аккумуляции, более или менее близкие к современному. Процессы накопления осадков в ее пределах контролируются, начиная с мелового времени, тремя крупными элементами суши — Кураминско-Чаткальским, Туркестано-Алайским и Ферганским поднятиями (О. С. Вялов, А. М. Габрильян).

Мощность меловых отложений, как отмечалось, достигает наибольшего значения в предгорьях Ферганского поднятия: по Нарыну — 1065 м, по Караунгуру — 1600—1650 м, по Чангетсу — 1740 м. Далее к юго-западу она значительно сокращается: в Северной Ферганае — до 290 м (Гава), 150 м (Шайдан) и 20 м (Кансай), а в Южной Ферганае — до 283 м (Исфара) и 31,5 м (Ташрават). Предгорья Ферганского поднятия представляли собой зону максимального прогибания. По отношению к аналогичной зоне юрского времени эта зона оказывается значительно смещенной к юго-западу.

Другим значительным прогибом мелового времени был широтный прогиб, располагавшийся, по О. А. Рыжкову, в восточной части Южной Ферганы, к северу от поднятия Кара-Чатыр.

В палеогене контуры Ферганской впадины как области аккумуляции почти не изменяются (О. С. Вялов). Но зона максимальных прогибаний располагается уже в ее центральной части (в южной половине). Одновременно эта зона приобретает северо-восточное простирание. Отложенные в ее пределах палеогеновые осадки достигают по мощности 500 м (у Ленинска), тогда как по окраинам Ферганы, на северо-западе, северо-востоке и юге, мощность палеогена не превышает в среднем 200—300 м и далее к обрамлению еще более сокращается. По Сумсару она составляет 167 м, у Ангрек-тау — 220 м, по Караунгуру — 130 м, в районе Алдыяра — 96—150 м, в Кане — 320 м, в Исфаре — 297 м и, наконец, в Ташравате — 170 м. Зона максимального прогибания палеогенового времени по отношению к наиболее значительным меловым прогибам смещается, с одной стороны, к юго-западу, с другой — к северу.

В неоген-древнечетвертичное время прогибание Ферганской впадины достигает наибольшего размаха. Горное обрамление ее испытывает интенсивный подъем и подвергается усиленному размыву. Впадина заполняется разнообразными и весьма мощными грубообломочными отложениями. Размеры ее постепенно сокращаются за счет прогрессирующего развития поднятий (В. И. Попов).

Наибольшей мощности (около 4 км) неоген-древнечетвертичные отложения достигают в предгорьях Кураминско-Чаткальского обрамления, причем они значительны уже в непосредственной близости к обрамлению. Очевидно, зона максимальных прогибаний неоген-древнечетвертичного времени по отношению к таковой же в палеогене вновь смещается к северу (О. А. Рыжков). Одновременно с этим продолжается

и смещение к юго-западу, что уже отмечалось нами при описании стратиграфии Южной Ферганы.

Как показывает изложенное, процесс формирования Ферганской впадины в течение мезо-кайнозойского времени характеризовался вполне определенной направленностью. В ходе ее прогрессирующего прогибания наиболее глубокие прогибы последовательно и консеквентно мигрировали в направлении от Ферганского и Туркестано-Алайского обрамлений к юго-западу и северу, т. е. к Кураминско-Чаткальскому обрамлению. Этот процесс явился фоном и предпосылкой возникновения вышерассмотренных генетических типов мезо-кайнозойских структур и соответственно основных тектонических зон Ферганы.

В области Кураминско-Чаткальского обрамления и его современных предгорий сколько-нибудь значительная горизонтальная миграция зон максимального прогибания в направлении внутренних частей Ферганской впадины, несомненно, отсутствовала. Отчасти она, повидимому, проявлялась лишь в четвертичное время в связи с мощным подъемом горного обрамления, с подъемом, который все более и более захватывал северо-западную окраину Ферганской впадины. Эта область в течение мезо-кайнозойского времени оставалась монолитной и как бы выполняла роль жесткой плиты, которая постепенно обростала мигрировавшими к ней с юга и востока молодыми альпийскими структурами. В ее пределах могли проявляться лишь вертикальные глыбовые движения, которые протекали длительно, контролировали накопление мезо-кайнозойских осадков и, в конечном счете, вылились в образование простейших флексурных складок.

В области Ферганского обрамления и его предгорий миграция зон максимального прогибания протекала одновременно с такою же миграцией разрастающихся поднятий Ферганского хребта. Поднимающиеся палеозойские массы Ферганского хребта под давлением северо-восточного крыла Таласо-Ферганского разлома все более и более проникали во внутренние части Ферганской впадины, чему немало способствовало и интенсивное прогибание последней. Перемещения палеозойских масс тормозились лишь в краях Ферганской впадины. Общему давлению с северо-востока здесь противостояли возникшие с мелового времени Кураминско-Чаткальское и Туркестано-Алайское поднятия, которые выполняли роль своего рода упоров. Конечным результатом этого процесса явилось образование антиклинальных складок облекания, выдвинутых в Фергану в виде «структурных носов». Юго-западные границы их распространения определяют границу влияния на мезо-кайнозойский покров двигавшихся палеозойских масс, размах этого движения и след разлома, по которому это движение происходило.

Наконец, по мере усиления прогибания Ферганской впадины, направленного с юга на север, Туркестано-Алайское обрамление испытывает нарастающий подъем и оказывает все большее и большее давление на прилегающую к нему зону современных предгорий. В этой зоне как реакция на давление с юга начинают проявляться глыбовые движения, и возникают отдельные поднятия и впадины. При этом последовательно возникающие поднятия как бы отодвигают впадины в направлении более интенсивного прогибания. Наибольшего размаха этот процесс достигает в неоген-древнечетвертичное время. В покрове происходят межпластовые передвижки, и глыбовые структуры осложняются складками срыва. В восточной части предгорий их простираение, обычно широтное, изменяется и становится северо-восточным. Под влиянием подвижных масс Ферганского обрамления, которые смещаются к западу, вновь появляющиеся структуры восточной части предгорий как бы поворачиваются в плане против часовой стрелки.

ЛИТЕРАТУРА

- Аделунг А. С. К альпийской тектонике левобережного бассейна Среднего Чаткала и Ангренского плато. Мат. по геол. Сре́д. Азии, вып. 3. Ташкент, 1936.
- Аделунг А. С. Тектоника юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Ком. наук Уз. ССР, НИГИ. Ташкент, 1939.
- Барковская М. Г. К палеогеографии мела Ферганской долины. Изв. Гос. геогр. общ., т. 70, вып. 1, 1938.
- Васильковский Н. П. К характеристике послеолигоценовых дислоцированных отложений Ферганы. Мат. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 15, 1933.
- Васильковский Н. П. 1. Опускается ли Ферганская котловина? Соц. наука и техника, 11, 1935.
- Васильковский Н. П. 2. Геология гор Суне-тау, Ак-бель и Ак-чоп. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV, 1935.
- Васильковский Н. П. 1. К открытию послепюрских гранитов в западном Тянь-Шане. Тр. Инст. геол. АН Уз. ССР, вып. 2, 1948.
- Васильковский Н. П. 2. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. Тр. Инст. геол. АН Уз. ССР, вып. 1. Вторая Среднеазиат. конфер. геол.-нефтяников, 1947. Изд. АН Уз. ССР. Ташкент, 1948.
- Вялов О. С. Мел и палеоген Ферганы. Мат. Тадж.-Памир. экспедиции 1934 г., вып. 47, 1936.
- Вялов О. С. О постпалеозойских тектонических фазах в Средней Азии. Кн. Акад. В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1. М.—Л., 1938.
- Вялов О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. Тр. XVII Межд. геол. конгр., 1937, т. II. М., 1939.
- Вялов О. С. Схема деления меловых отложений Ферганы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 49, № 2, 1945.
- Вялов О. С. О нефтисносности Ферганы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LV1, № 1, 1947.
- Габрильян А. М. Палеогеография мезо-кайнозоя Ферганской депрессии. Тр. Инст. геол. АН Уз. ССР, вып. 1, 1948.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. Географгиз, 1949.
- Зубов И. П., Хуторов А. М. Андижанское месторождение нефти. Нефт. хоз., 1948, № 12.
- Калицкий К. П. Подземное картирование. Гос. науч.-техн. изд., 1933.
- Калицкий К. П. Об условиях залегания нефти в Ферганском районе. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 73, 1936.
- Марковский А. П. Северо-западные предгорья Туркестанского хребта (гряда Белеснык). Геология Узбекской ССР, т. 1, 1937.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 10, 1919.
- Мушкетов Д. И. Основные идеи в тектонике Средней Азии. Тр. II Всесоюзн. съезда геологов. Изд. Среднеазиат. отд. Геол. ком., 1930.
- Мушкетов И. В. Туркестан, т. II, 1906; т. I, 1915.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—Москва, 1926.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру. Изв. Геол. ком., т. 47, № 2, 1928.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. Научные итоги работ Тадж.-Памир. экспедиции. Изд. АН СССР, 1936.
- Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.
- Осипова А. И. Материалы к литологической и фашиальной характеристике палеогена юго-восточной Ферганы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 64, № 3, 1949.

- Пейве А. В. Схема тектоники западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.
- Погробицкий Е. О. Кок-Янгак. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., вып. 146, 1932.
- Попов В. И. 1. История депрессий и поднятий западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук Уз. ССР. Ташкент, 1938.
- Попов В. И. 2. О непрерывности тектонических движений. Изд. Ком. наук Уз. ССР. Ташкент, 1938.
- Резвой Д. П. О некоторых тектонических структурах Южной Ферганы. Тезисы докладов на научн. конфер. МГРИ. М., 1948.
- Розова Е. А. и Чернявкина М. К. Землетрясение 2-го ноября 1946 г. и эпицентральные зоны его последующих толчков. Тр. Геофиз. инст. АН СССР, № 5 (132), 1949.
- Рыжков О. А. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. Тр. Инст. геол. АН Уз. ССР, вып. 6, 1951.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, X, вып. 3—4, 1932.
- Чернышев Ф. Н., Вебер В. Н., Бронников М. и Фаас А. В. Андижанское землетрясение. Тр. Геол. ком., вып. 54, СПб., 1910.
- Шатский Н. С. Заметки по тектонике третичных предгорий северо-восточного Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, Отд. геол., т. V (3—4), 1929.
- Шехтман П. А. Тихоокеанская складчатость в Средней Азии. Мат. по геол. Сред. Азии, вып. 3. Ташкент, 1935.
- Шульц С. С. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. Сб. Тадж.-Памир. экспедиции АН СССР, 1936.
- Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. XVII Межд. геол. конгр., т. II, 1937.
- Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1943.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиз, 1948.
- Argand E. La tectonique de l'Asie. Congrès géologique International. C. R. de XIII session en Belgique 1922. Liège, 1924.
- Leuchs K. Die Bedeutung alter Massen für Lage und Struktur jungerer Kettengebirge. Cen. f. Mitt. Geol. Pal. Abt., B. № 6, 1929.
- Leuchs K. Grundzüge der Entwicklungsgeschichte des Tian-Schan-Systems. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов 20—26/IX 1928 г., вып. 1. Ташкент, 1930.
- Machatschek. Landeskunde von Russisch Turkestan. Stuttgart, 1921.
- Stille H. Formenfolge der Tektonik in Mittel-Europa und Zentral-Asien. Тр. III съезда геологов в Ташкенте, вып. 1, 1930.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а I. Краткий обзор основных воззрений	3
Г л а в а II. Мезо-кайнозойские структуры предгорий Кураминского и Чаткальского хребтов	13
1. Коксарек-Сумсарский район	13
Описание тектонических структур	15
Схема истории тектонических движений	19
2. Алмас-Гурумсарайский район	21
Некоторые сведения о рельефе и стратиграфии	21
Морфология и генезис брахиантиклинали	24
История формирования брахиантиклинали	27
3. Другие структуры предгорий Кураминского и Чаткальского хребтов	29
Антиклинали Ак-чоп, Ак-бель и Суше-гау	29
Кассанская и Наманганская антиклинали	31
Складки Навайской впадины	32
4. Основные выводы о мезо-кайнозойских структурах предгорий Кураминского и Чаткальского хребтов	34
Г л а в а III. Мезо-кайнозойские структуры предгорий Ферганского хребта	37
1. Карагундайская антиклиналь	37
Стратиграфия	37
Морфология Карагундайской антиклинали	40
Схема истории развития антиклинали	44
2. Ангрекская антиклиналь	46
3. Район Ачисайской и Сюрентюбинской антиклиналей	48
Некоторые сведения о стратиграфии	48
Описание структур	51
4. Куполовидные структуры Намаздек и Алдыяр	60
5. Основные выводы о мезо-кайнозойских структурах предгорий Ферганского хребта	63
Г л а в а IV. Мезо-кайнозойские структуры предгорий Туркестанского и Алайского хребтов	66
1. Краткие сведения о стратиграфии	67
2. Описание тектонических структур	69
Белсеныкская антиклиналь	69
Ботканская (Шурабская) антиклиналь	70
Джамантауская антиклиналь	70
Катранское антиклинальное поднятие	72
Карачатырское антиклинальное поднятие	75
3. Основные выводы о мезо-кайнозойских структурах предгорий Туркестанского и Алайского хребтов	78
Г л а в а V. Тектонические зоны Ферганы и их развитие	81
Литература	90

Утверждено к печати ин-том геологических наук АН СССР

Редактор издательства *Л. П. Ладъчук*

Технический редактор *Т. В. Полякова*

РИСО АН СССР № 7-17В. Т-05102. Издат. № 565. Тип. заказ № 1080. Подп. к печ. 30/VI 1954 г.
Формат бум. 70×108^{1/16}. Печ. л. 8,56. Уч.-издат. л. 8. Тираж 1500.

Цена по прейскуранту 1952 г. 5 р. 60 к.

1-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Ленинград. В. О., 9 линия, д. 12.

Цена 5 р. 60 к.