

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

И. САДЫБАКАСОВ

НЕОТЕКТОНИКА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ТЯНЬ-ШАНЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
Фрунзе 1972

654544

Ф 8

Глава III

СТРУКТУРА ВПАДИН И ИХ ГОРНЫХ ОБРАМЛЕНИЙ

Восточно-Чуйская впадина

С юга обрамлена Киргизским хребтом, с северо-востока — Киндиктасским (I)¹. На северо-западе в сторону Чу-Сарысуйской депрессии она открывается, отграничиваясь от последней Кугатинским, Саргоуским валами. На юге Восточно-Чуйской впадины имеются структуры высоких и низких предгорий, которые в неогене и древнечетвертичное время являлись составной частью впадины. Превратившись, по существу, в низкие горы, они испытывают сейчас процесс поднятия. В равнинной части впадины, за исключением некоторых участков, охваченных слабыми поднятиями типа валов, идет процесс прогибания с наложенной аккумуляцией.

По геофизическим и буровым данным, Восточно-Чуйская впадина по кровле палеозойского фундамента представляет в целом асимметричную синклиналию структуру с северным крылом, длинным и пологим, и южным — более коротким и крутым. Плогие и крутые крылья всех асимметричных впадин Тянь-Шаня статически отражают коренное различие существующих на них тектонических напряжений. На северном пологом крыле кайнозойский покров спокойно залегает на палеозойском фундаменте, а южное крыло осложнено разломами типа надвигов и взбросов, по которым палеозойские породы Киргизского хребта надвинуты на кайнозойские накопления.

Ось наибольшего прогибания палеозойского фундамента (3000—3500 м ниже ур. м.) проходит по южной окраине впадины (рис. 3, 4, 5). Изогипсы кровли палеозойского основания впадины образуют дугу, обращенную выпуклостью к северу. Наибольшее прогибание палеозойского фундамента здесь не случайно. Оно располагается на меридиане высшей точки Киргизского хребта с абсолютными высотами 4447—4878 м, т. е. наибольшим прогибаниям во впадине соответствуют наибольшие поднятия в хребте. Этот

¹ Цифры в скобках — номер структуры на неотектонической карте (рис. 3).

факт подтверждает высказанную Б. А. Петрушевским (1948) мысль о том, что высота поднятой части палеозойского основания в мегантиклинали примерно равна глубине прогибания палеозойского фундамента в мегасинклинали. Действительно, абсолютная высота максимального поднятия Киргизского хребта — около 5000 м, а абсолютные отметки у края впадины 1000 м. Абсолютная отметка прогнутой части фундамента во впадине, как мы отметили выше, 3500 м. Следовательно, высота поднятой части палеозойского фундамента в мегантиклинали равна примерно $5000 - 1000 = 4000$ м, а глубина опущенной части фундамента во впадине — $3500 + 1000 = 4500$ м.

Последняя (4500 м) несколько превышает высоту поднятия палеозойского основания в хребте — 4000 м. Но в общем мысль Б. А. Петрушевского подтверждается, назовем её принципом симметрии. Так, суммарная мощность чуйской и шарпылдакской свит в восточной части впадины увеличивается с востока на запад, достигая максимума в районе южнее г. Фрунзе: в долинах рек Шамси — 800, Кегети — 600, Ноуруз — 1600—1800 и Аламедин—Ала-Арча — 2000—2500 м.

По геофизическим данным, наибольшая мощность четвертичных отложений (1000 м) приходится на район г. Фрунзе, тогда как на других участках впадины она не превышает 300—400 м.

Следует отметить, что с участком наибольшего поднятия в Киргизском хребте связано наличие в предгорной зоне двух резко выраженных в рельефе разновозрастных поднятий: высоких предгорий (горы Шекуле), зародившихся еще в неогене, и низких (возвышенности Паспельдык, Беш-Кунгей и др.), возникших в первой половине четвертичного периода. Ширина зоны предгорий достигает здесь, как указывалось, 20 км. К востоку и западу от наиболее высоко поднятой части Киргизского хребта, наблюдается зона низких предгорий, шириною 3—4 км.

Таким образом, с участками наибольших поднятий в мегантиклинали Киргизского хребта тесно связаны районы наибольшего прогибания в Восточно-Чуйской впадине.

Структуру впадины нельзя изучать изолированно, так как она органически соединена со структурой соседнего поднятия.

Восточно-Чуйская впадина с северо-востока ограничена мегантиклиналию Киндиктасского хребта. Изогнутая донеогеновая поверхность выравнивания на палеозойских породах свидетельствует о резкой асимметрии этой мегантиклинали: южное её крыло пологое и длинное, северное — крутое (15—17°) и короткое.

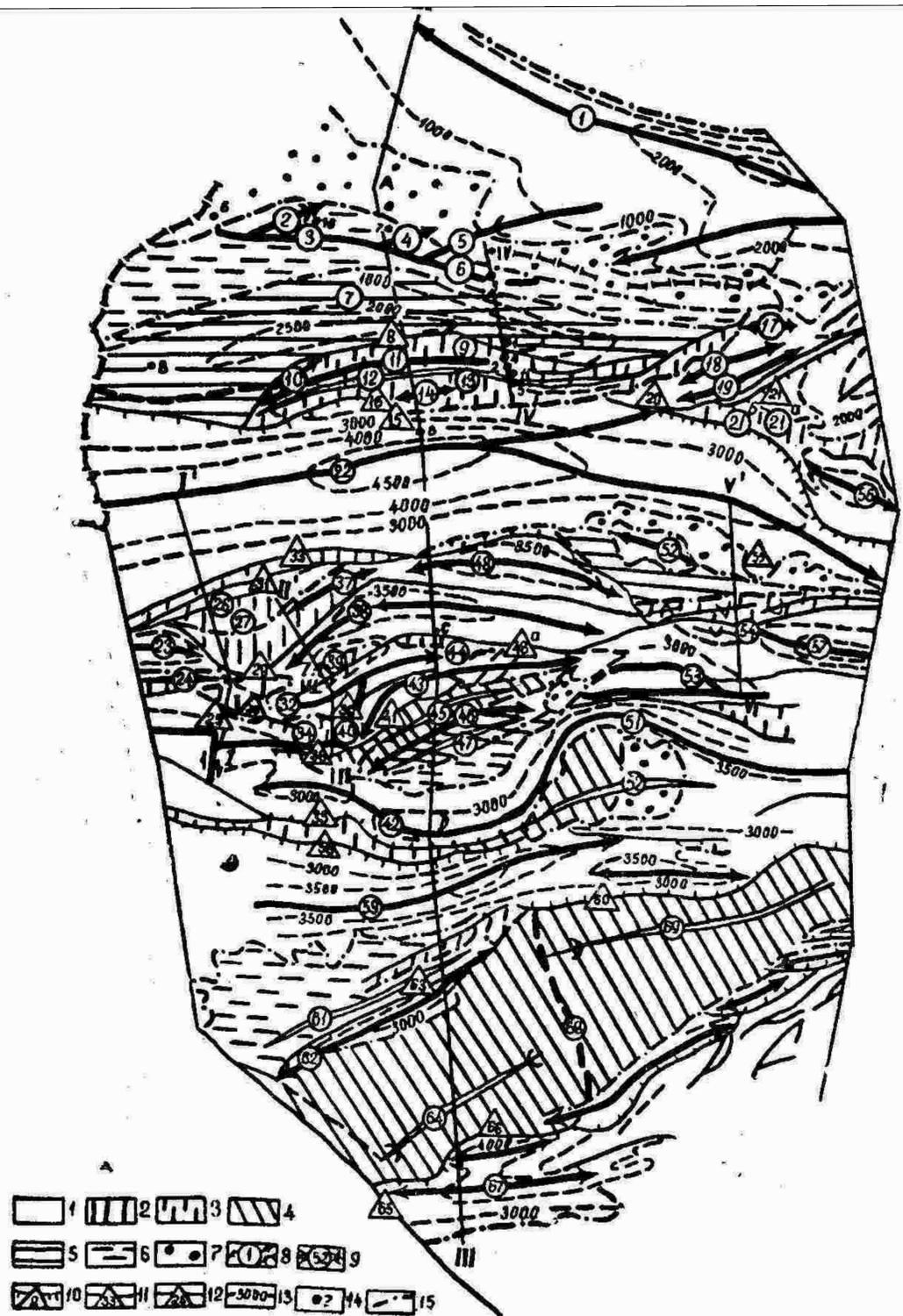


Рис. 3. Неотектоническая карта Центральной части Тянь-Шаня. 1 — участки устойчивых поднятий, существовавших с начала неотектонического этапа; 2 — участки впадин, вовлеченные в процесс поднятия в миоцене; 3 — участки впадин, вовлеченные в процесс поднятия в четвертичное время; 4 — участки впадин, существующие с начала неотектонического этапа; 5 — участки поднятий, вовлеченные в процесс опускания в миоцене; 6 — участки поднятий, вовлеченные в процесс опускания в плиоцене; 7 — участки поднятий, вовлеченные в процесс опускания в четвертичное время; 8 — оси мегантиклиналей и антиклиналей; 9 — оси мегасинклиналей и синклиналей; 10 — разломы типа надвига и взброса; 11 — разломы типа сброса; 12 — разломы типа сдвига; 13 — изолинии суммарных деформаций донеогеновой поверхности выравнивания; 14 — буровые скважины их номера; 15 — границы зон.

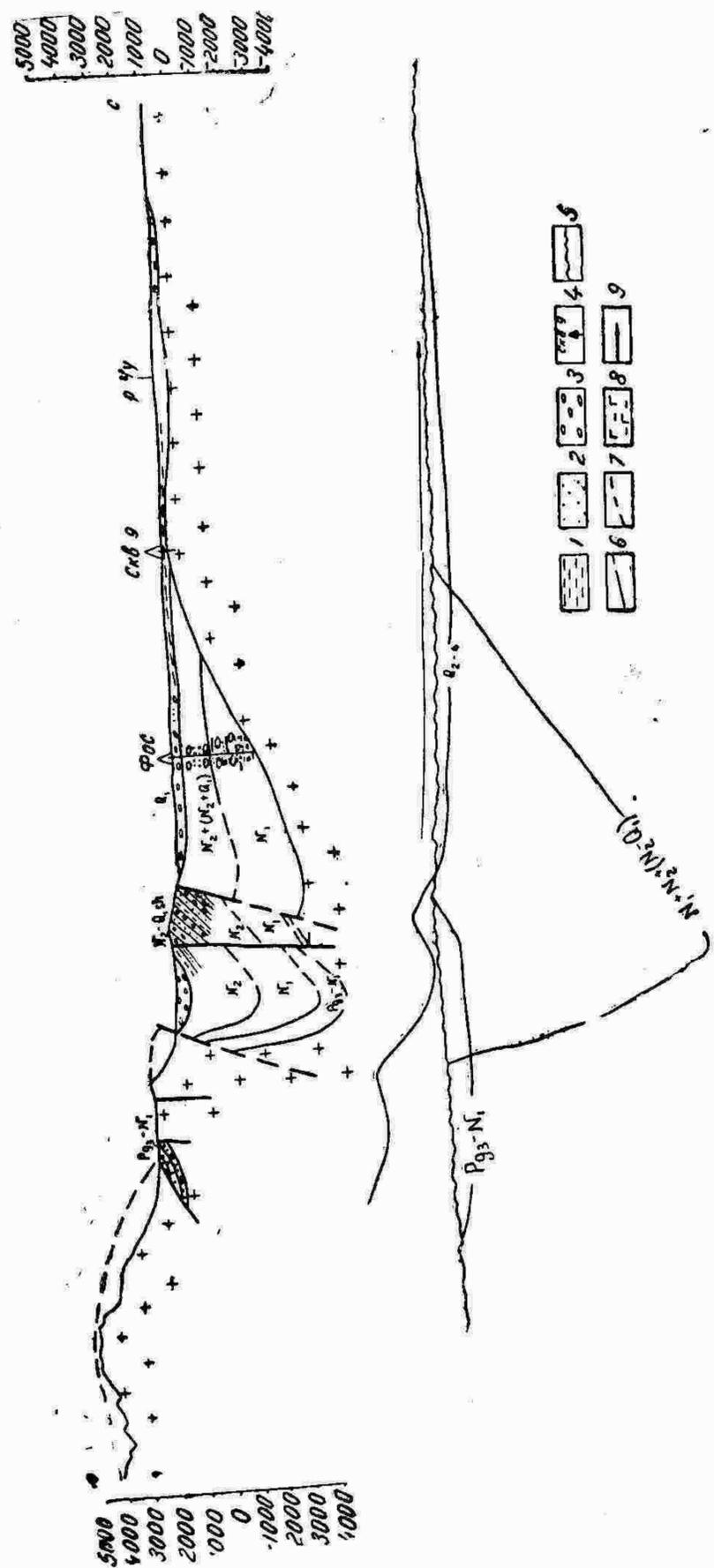


Рис. 4. Профиль по линии III—III' (A—B) через Восточно-Чуйскую впадину на меридиане г. Фрунзе и схема-профиль разновозрастных прогибов, имеющих северное направление движения. 1 — сложенные породы; 2 — глины; 3 — песчаники, гравелиты; 4 — галечники, конгломераты; 5 — скважины; 6 — условная линия, ниже которой происходило прогибание (мощности толщ), а выше — располагалась область поднятия; 7 — разломы; 8 — стратиграфические границы; 9 — направление движения прогибов.

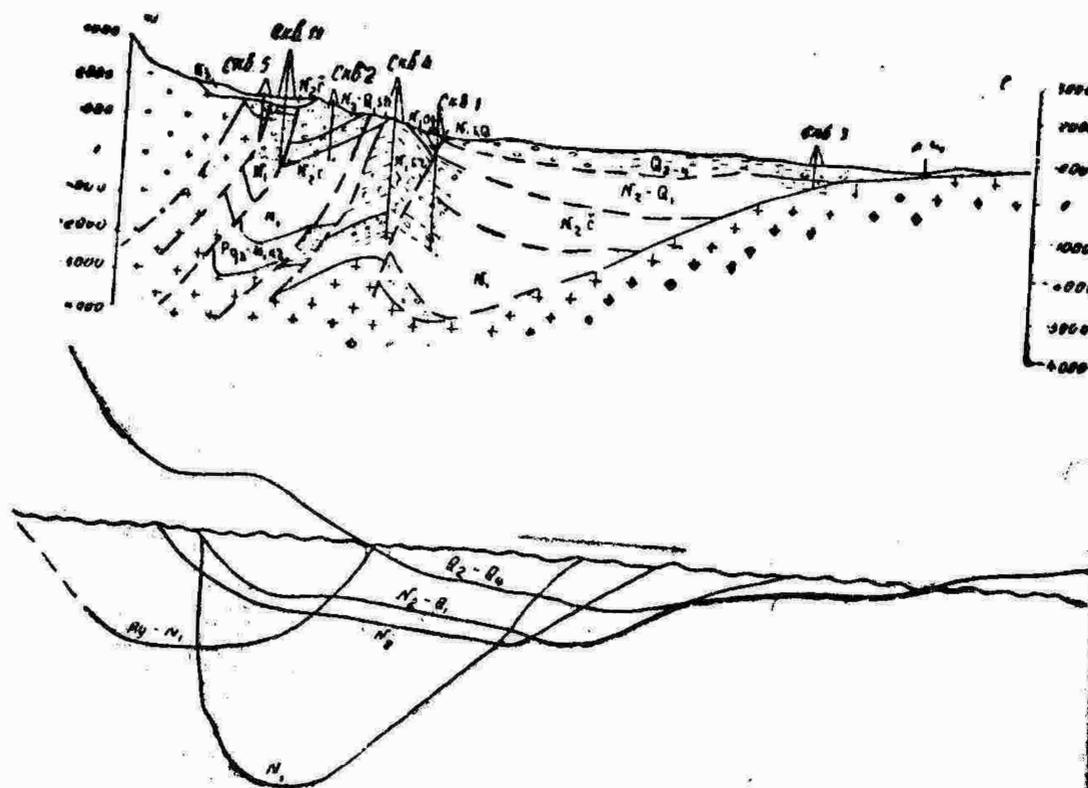


Рис. 5. Профиль по линии IV—IV через Восточно-Чуйскую впадину по меридиану Серафимовской антиклинали и схема-профиль разновозрастных прогибов, имеющих тенденцию движения к северу. Условные обозначения см. на рис. 4.

Ограничивающий с юга Восточно-Чуйскую впадину Киргизский хребет как антиклинальная структура наиболее четко выражен в восточном и западном окончаниях. На востоке антиклинальный характер структуры хорошо виден в верховьях долин рек Тюндюк, Шамси (южн.), причем антиклиналь—асимметрична с пологим южным крылом и крутым северным. Такая асимметрия сохраняется вплоть до Кокджарсуйской впадины. Расположенные севернее антиклинальные структуры Байбиче-Соору 19, Окторкой 18 имеют обратную асимметрию по отношению к вышеуказанным структурам. Асимметричное строение мегантиклинали Киргизского хребта с северным крутым крылом и пологим—южным сохраняется до долины р. Аспара. Здесь, в центральной части хребта, где абсолютные отметки достигают 4500 м над ур. м. донеогеновая поверхность выравнивания расчленена эрозией. Ось наибольших поднятий расположена в 10—15 км севернее современного

водораздела хребта. Это объясняется тем, что регрессивная эрозия пересекает ось неотектонической структуры.

На участке от р. Аспара до рек Кепташ, Талды-Булак описываемая мегантиклиналь имеет обратную асимметрию: северное крыло пологое и длинное, южное—короткое и крутое. К западу же от рек Кепташ, Талды-Булак до г. Джамбул описываемая структура еще раз меняет характер асимметрии.

Таким образом, мегантиклиналь Киргизского хребта по характеру асимметрии с востока на запад делится на три участка, различающихся характером асимметрии: первый—от самой восточной оконечности до р. Аспара; второй от р. Аспара до р. Кепташ и третий—от р. Кепташ до самой западной оконечности.

а) Складчатые структуры

Л. И. Турбин складчатые структуры Восточно-Чуйской впадины делит на две подгруппы: а) глыбово-складчатые структуры предгорий и б) внутренние продольные и диагональные поднятия.

Действительно, эти два типа структур отличаются пространственным положением, возрастом и интенсивностью дислокаций.

По возрасту проявление складчатости в зоне предгорий более раннее и более интенсивное, чем складчатости, приведшей к образованию внутренних поднятий.

Принимая за основу схему деления, предложенную Л. И. Турбиным, и уточняя ее, мы различаем структуры высоких предгорий и низких, отличающиеся временем образования и интенсивностью тектонических движений.

К высоким предгорьям относится район горы Шекуле и расположенная южнее его Чонкурчакская впадина. В структурном отношении участок высоких предгорий представляет сопряженную пару, включающую антиклиналь 14 горы Шекуле и часть северного крыла небольшой синклинали Чонкурчакской впадины. Антиклиналь сложена среднепалеозойскими эффузивами, на денудационной поверхности которых сохранились остатки красноцветных конгломератов-брекчий и глин, относимых к киргизской свите ($Pg_3^1—N_1Kг$).

Антиклинальная природа поднятия Шекуле выражена изгибом донеогеновой поверхности выравнивания и элементами залегания слоев пород киргизской свиты. Донеогеновая поверхность выравнивания на южном крыле падает под уг-

лом $10-20^\circ$; на северном, близ сводовой части, — отклонена на северо-запад под углом 15° .

Северный склон горы Шекуле очень крутой ($25-30^\circ$), поэтому поверхность донеогенового пенеплена здесь расчленена эрозией. Расположенная южнее Чонкурчакская впадина в структурном отношении представляет по существу моноклираль, на которую с юга надвинут палеозойский массив Киргизского хребта.

О более древнем, неогеновом, возрасте структур высоких предгорий, в отличие от структур низких предгорий, образованных в четвертичное время, свидетельствуют четыре следующих факта:

1) в результате пересмотра данных разреза скважины 5, которая задана у подножья высоких предгорий, установлено присутствие отложений миоцена (по богатому комплексу споро-пыльцы), представленных конгломерато-гравелитовым паттумом. Грубый состав пород свидетельствует о том, что участок высоких предгорий в период миоцена был поднятием, давшим обломочный материал впадине;

2) преобладание выходов палеозоя на дневную поверхность,

3) более высокие абсолютные отметки 2302 м; низких предгорий — 1700—1800 м.

Два последних факта свидетельствуют о более длительном участии высоких предгорий в процессе поднятия, по сравнению с участками низких предгорий.

4) единственными кайнозойскими отложениями, с несогласием залегающими на палеозое, являются породы киргизской свиты ($Pg_3-N_1K_1$), тогда как в зоне низких предгорий процесс прогибания происходил до конца формирования шарпылдакского времени (N_2^3-QSh), т. е. до четвертичного периода.

Сокращению территории Восточно-Чуйской впадины на юге за счет возникновения поднятия высоких предгорий соответствует синхронное расширение её на севере за счет опускания бывших в палеогене поднятий Киндиктасского хребта. Об этом свидетельствует отсутствие палеоген-неогеновых отложений в некоторых скважинах равнинной части Восточно-Чуйской впадины (скв. 3).

В области низких предгорий, как мы отмечали выше, абсолютные отметки доходят до 1500—1900 м. Образование поднятия низких предгорий относится ко второй половине раннечетвертичного времени, т. е. к моменту прекращения интенсивной аккумуляции в шарпылдакское время ($N_2^3-Q_1Sh$). Процесс прогибания происходил в период с палеогена

(киргизская свита, вскрытая из-под соленосных отложений в Серафимовской антиклинали скважинами 1-А, 2, 4) вплоть до первой половины раннечетвертичного времени включительно и позже. С тех пор описываемый участок претерпевает непрерывное поднятие, о чем свидетельствует выраженность его рельефа в виде низких гор, а также серия ступеней речных террас, вложенных в долины. Новейшая структура низких предгорий с обеих сторон ограничена разломами типа взбросов, надвигов, сместители которых падают в сторону хребта, т. е. на юг.

Близ северного ограничения зоны кулисообразно располагаются антиклинальные складки, выраженные в рельефе в виде линейных поднятий (9, 10, 11). На последних развит микрорельеф типа бедленд.

В плане структуры низких предгорий образуют дугу, обращенную выпуклостью к северу. В восточной половине предгорий процесс поднятия в четвертичное время шел, по-видимому, интенсивнее, чем в западной. Об этом свидетельствуют обнажения на всем протяжении восточной части низких предгорий более древних слоев кайнозоя палеоген-неогеновых отложений, тогда как в западной части структуры обнажаются молодые осадки кайнозоя — плиоцен-древнечетвертичные породы (шарпылдакская свита).

Одной из антиклиналей зоны предгорий, в ядре которой, обнажаются наиболее глубокие слои — соленосные, является Серафимовская антиклиналь 9. По данным С. С. Шульца, она асимметрична и наклонена на север. В. Н. Огнев отмечает, что в северо-западной части юго-западное крыло является более крутым ($50-60^\circ$) по сравнению с северо-восточным ($25-35^\circ$).

В восточной части Серафимовской антиклинали картина меняется: южное крыло имеет углы падения $20-30^\circ$, тогда как северное поставлено «на голову» и осложнено смятиями и разрывами. С. С. Шульц (1948) приводит данные об изменении мощностей джельдысуйской свиты: на южном крыле мощность явно увеличена — 450 м, на северном — 135,6 и 190 м, в сводовой части — 148,5 м. Такой же характер изменения мощностей установлен и для сарыгачской свиты. В. Н. Огнев также указывал на изменение фациальных особенностей джельдысуйской свиты: известняки, мергели, развитые на крыльях складки, в своде антиклинали сменяются песчаниками.

В Серафимовской антиклинали крутые падения (вплоть до вертикальных) нижних слоев сменяются пологими наклонными (30°) верхних, более молодых.

Все эти данные позволили С. С. Шульцу высказать мысль о длительном, конседиментационном развитии Серафимовской антиклинали. Однако В. Н. Огнев считает, что формирование антиклинали произошло после отложения шарпылдакской свиты (N_2-QSh).

На южном крыле антиклинали на отложениях шарпылдакской свиты несогласно залегают породы позднечетвертичного возраста (QI^2). Они смяты в антиклинальную складку 12, ось которой не совпадает с осью Серафимовской антиклинали. На этот факт впервые обратил внимание В. Н. Огнев и др. Смещение осей антиклиналей достигает 1,5—3 км. Нами зафиксированы дислокации позднечетвертичного и среднечетвертичного комплексов с углами до 8—12° на северо-восточных и юго-западных крыльях складки, наличие которых — факт миграции оси Серафимовской антиклинали к югу.

Западная половина складчатой дуги зоны предгорий в отличие от восточной глубоко погружена, на поверхности обнажаются лишь конгломераты шарпылдакской свиты.

В западной части предгорий Сокулукская антиклиналь 10, описанная В. А. Грищенко и Л. И. Турбиным, в какой-то мере сходна с Серафимовской антиклиналью. Она образована конгломератами шарпылдакской свиты. На западе в районе междуречья Аксу — Сокулук имеет широтное простирание, которое восточнее меняется на субмеридиональное. Складка асимметрична — с крутым северным крылом (30°) и пологим южным (25—20°). Шарнир ее полого (1—5°) погружается к западу.

Южнее вышеописанной структуры расположена антиклиналь 11, имеющая на западе северо-восточное простирание. Складка фиксируется сравнительно пологим (6—15°) изгибом слоев позднечетвертичных и среднечетвертичных галечников.

К югу от описанных антиклинальных поднятий развита синклиналильная структура 12.

Восточная и западная части синклиналильных структур в настоящее время вовлечены в поднятие и только в центре зоны предгорий, в районе рек Ала-Арча — Аламедин, где ширина предгорий достигает наибольшей величины (10—12 км), в прогибе синклиналильной структуры (Ортоалышская, или Байтикская впадина) происходит наложенная аккумуляция. На западном продолжении прогиба появляется синклиналильная структура междуречья Желамыш — Сокулук. Она устанавливается по изогнутости конгломератов шарпылдак-

ской свиты, а также деформации позднечетвертичных и среднечетвертичных отложений, углы наклона слоев которых достигают 5—10°. На востоке синклиналильная структура тянется в широтном направлении вплоть до р. Шамси, где срезается взбросом, проходящим по северному ограничению предгорий. Синклиналильная складка выражена более четко. В мульде ее обнажаются отложения шарпылдакской свиты, в крыльях — породы чуйской и серафимовской свит. В долине р. Кегети складка явно асимметрична: южное крутое крыло (50°) и северное — пологое (16°). В районе рек Туюк (западная) и Талды-Булак складка имеет широтное простирание, к востоку оно становится северо-восточным.

В восточной части Байтиской впадины прослеживается Учемчекская гряда, сложенная среднечетвертичными валуно-галечниками и суглинками, смятыми в очень пологую (3—6°) широтную антиклиналь. Как показали данные бурения, в основе этой дислокации лежит разлом в палеозойском основании, смещение по которому вызвало образование антиклинальной структуры в кайнозойском чехле.

К подгруппе внутренних продольных и диагональных поднятий относятся невысокие валообразные структуры, развитые в северной части Восточно-Чуйской впадины. Одно из поднятий под названием Саргоуского вала описано С. С. Шульцем (1948). Сухое русло р. Саргоу неглубоко (3—5 м) врезано в поверхность равнины, здесь происходит опускание, ближе к поднятию оно врезается в него на глубину до 50—100 м. Естественным продолжением Саргоуского вала на восток являются описанные В. А. Грищенко и Л. И. Турбиным Нижнечуйское 2, Телекское 4, Милянфанское 6 и Георгиевское 5 поднятия.

Рассматриваемые антиклинали слабо выражены в рельефе и имеют пологие крылья. Поверхности верхнечетвертичных и среднечетвертичных речных террас на участках поднятий очень полого изогнуты.

В центральной части впадины Л. И. Турбиным выделяются Чаткульская брахиантиклиналь 7. Она фиксируется по мере увеличения глубины вреза водотоков в поверхность террасы поздневерхнечетвертичного комплекса (Q_{III}^2) от первых метров по краям до 19—20 м — в сводовой части.

б) Разрывные структуры

В южной части Восточно-Чуйской впадины по ограничениям ее высоких и низких предгорий развиты разломы типа

взброса. Таковым является описанный С. С. Шульцем (1948) разлом 15, ограничивающий Чонкурчакскую впадину второго порядка с юга. Л. И. Турбин этот разлом назвал Аламединским. По этому нарушению палеозойские породы Киргизского хребта надвинуты на киргизскую свиту.

Разлом типа взброса 12 наблюдается севернее горы Шекуле. По данным бурения, в продолжении на восток этот разлом нарушает ядро Учечекской антиклинали (скв. 5). В поднятом южном блоке его на палеозойском субстрате, представленном мраморизованными известняками и гранитоидами, покоятся конгломерато-брекчии миоцена, имеющие мощность 188 м. В крыле разлома предполагается полный разрез неогена Серафимовской антиклинали.

По-видимому, звеном этого разлома является взброс, отделяющий гипсоносные породы от конгломератов шарпылдакской свиты на левом склоне долины р. Шамси. Очевидно, по этому же разлому в виде островка среди неогеновых отложений выходят эффузивы среднего палеозоя.

Третий разлом 8 ограничивает современную прогибающуюся часть Восточно-Чуйской впадины с её «живыми» сухими дельтами с одной стороны и расположенную южнее зону предгорий, претерпевавшую процесс поднятия, — с другой. Почти на всем протяжении разлом закрыт рыхлыми отложениями верхнечетвертичного возраста. Непосредственное проявление его нами установлено на правом берегу р. Иссык-Ата, в 0,5—0,7 км южнее с. Сынташ. Здесь, у самого северного края зоны предгорий, в породах неогена (сарыагачская свита), представленных красноцветными алевролитами, глинами и песчаниками, был зафиксирован разлом типа надвига, осложняющий небольшую антиклинальную складку шириной в 40—50 м, красноцветные породы неогена надвинуты на рыхлые галечники верхнечетвертичного возраста (Q_{III}^2). Амплитуда смещения только в голоцене (смещаются галечники верхнечетвертичного комплекса) составляет 9 м. Поверхность сместителя падает на юг под углом 30° .

В районе Серафимовской антиклинали указанный разлом 8 вскрывается скважиной I на глубине 650 м. По нему красноцветные галечники, песчаники, алевролиты сарыагачской свиты надвинуты на сероцветные песчаники и галечники чуйской свиты. Амплитуда вертикального смещения по разрыву оценивается в 1 км. По данным В. А. Грищенко, зона разлома непосредственно вскрывается в междуречье Аламедин — Ала-Арча. Здесь по нему смещены средне-верхнечетвертичные конусы выноса. Этот разлом представляет в общем взброс с падением сместителя на юг под углом $60—80^\circ$.

Установлено, что амплитуда движения по нему возрастает с востока на запад и достигает максимума в районе рек Ноуруз, Аламедин, Ала-Арча. Так, по данным ВЭЗ, амплитуда смещения палеозойского основания в районе р. Шамси составляет 500—700 м, в районе Серафимовской антиклинали — 1 км, а на участке рек Ала-Арча — Аламедин и того больше.

Увеличение амплитуды смещения по разлому в указанном направлении можно поставить в зависимость от общего возрастания амплитуды новейших движений с востока на запад, нашедшего отражение, как было сказано выше, в разности абсолютных отметок поверхности палеозойского фундамента в «днищах» впадин и на хребтах (мегантиклиналях). Таким образом, с уменьшением амплитуды неотектонических движений в восточной и западной частях мегантиклинали Киргизского хребта уменьшается величина смещения по разломам и, наоборот, с увеличением их амплитуды в районе г. Фрунзе увеличивается размах движений по разломам. Этот факт свидетельствует о том, что разломы являются производными от мегантиклинали Киргизского хребта и Восточно-Чуйской мегасинклинали. Поэтому они не имеют, по нашему мнению, того самодавляющего, независимого от окружающих их структур значения, какое им придается многими исследователями.

Примером глубинного разлома, играющего вполне самостоятельную роль, может служить Таласо-Ферганский разлом.

На южном склоне Киндиктасских гор отмечен сброс — амплитуда смещения донеогеновой денудационной поверхности по нему, по данным В. А. Грищенко, составляет 60 м.

Следует подчеркнуть, что на юге Восточно-Чуйской впадины, на крутом крыле, проявлены взбросы, надвиги, т. е. структурные формы, возникшие в условиях сжатия; на северном ограничении, в ее пологом крыле, развиты сбросы, возникновение которых обязано растягивающим усилиям. Заметим, что такая закономерность характерна не только для Восточно-Чуйской, но и для всех асимметричных впадин Тянь-Шаня.

Интереснейшая закономерность в падении плоскостей разломов устанавливается к северу и югу от Кокджарсуйской впадины. Севернее ее разлом 20 падает своей поверхностью к северу под Окторкойский хребет, а разломы 21, 21а, 21б, проходящие по северным склонам Киргизского хребта и Кызыл-Омпула, падают к югу. Таким образом, Кокджарсуйская впадина с двух сторон (с юга и севера) ограничена разломами типа взбросов, надвигов, падающих своими поверхностями

ми в противоположные стороны от впадины, т. е. под окружающие ее хребты.

В структурном отношении симметричная Кокджарсуйская впадина, ограниченная с обеих сторон разломами типа надвигов, резко отличается от асимметричной Восточно-Чуйской.

Сусамырская впадина

Сусамырская впадина с севера обрамлена Киргизским хребтом, с юга — Сусамырским. Через узкий «пролив» в самой широкой части она связана с Арамсинской впадиной. Последняя от Сусамырской впадины отделяется Арамсинским хребтом, погружающимся к востоку.

Сусамырская впадина представляет собой типичную грабен-синклиналь симметричного строения, заполненную кайнозойскими осадками (рис. 6). С севера и юга она ограничена в основном разломами вертикального заложения. Наибольшая ширина впадины составляет 30 км, длина — более 70 км. Углы падения пород кайнозойского разреза на крыльях структуры в среднем равны 10—20°, а в самых краевых частях достигают 30—40°. Ось впадины проходит по урочищу Айгырджал в широтном направлении.

Арамсинская гряда представляет ясно выраженную антиклиналь 23, несколько асимметричного строения, наклоненную к северу, в сторону Сусамырской впадины (рис. 7). На южном крыле ее падение донеогеновой поверхности положе (5—7°), чем на северном (11°).

В широкой части Сусамырской впадины по меридиональному разлому 25, проходящему по долине р. Корумду (южная), ось арамсинской антиклинали сдвинута к югу (смещен восточный блок). Здесь же Арамсинская антиклиналь уменьшается в своих размерах и в долине р. Чон-Булак погружается под отложения палеогена и неогена. На правом склоне долины р. Корумду антиклиналь хорошо выражена изгибом донеогеновой поверхности выравнивания (7—10°), выработанной на каледонских гранитах. Антиклиналь как с севера, так и с юга оборвана сбросами 29, 30.

Южнее указанной антиклинали расположена Арамсинская грабен-синклиналь 24, ось которой также по вышеупомянутому меридиональному нарушению сдвинута к югу. Арамсинская впадина в районе долин рек Алтагана — Кумбельсу разбита разломами типа сбросов.

Перейдем к описанию структуры собственно Сусамырской

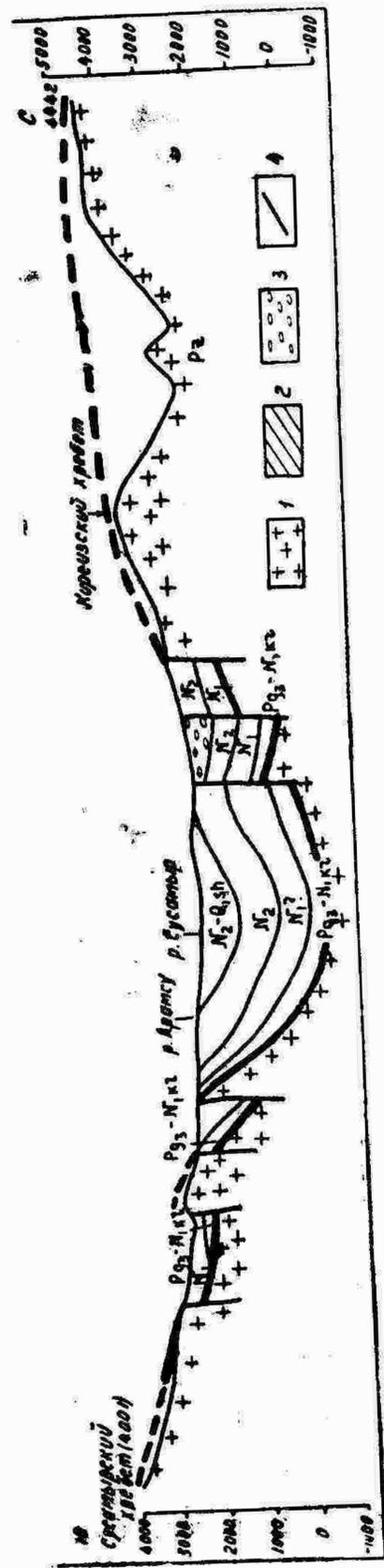


Рис. 6. Профиль через Сусамырскую впадину по линии I—I. 1 — палеозойские образования; 2 — палеогеновые и неогеновые отложения; 3 — четвертичные отложения; 4 — разломы.

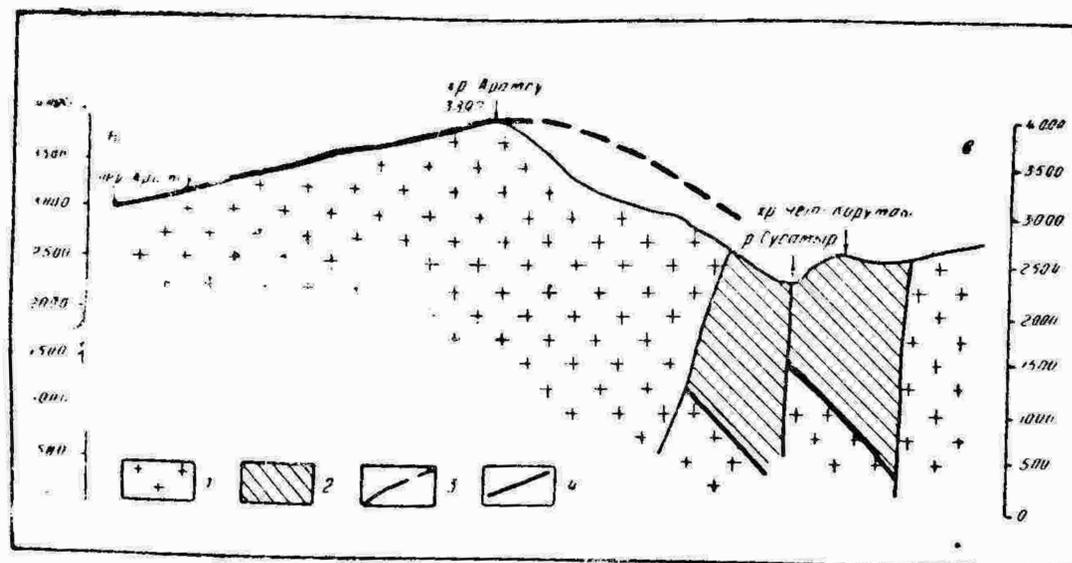


Рис. 7. Асимметричное строение Арамсинской мегантиклинали.
1 — палеозойские породы; 2 — палеогеновые и неогеновые и накопления;
3 — разломы; 4 — донеогеновая поверхность выравнивания.

впадины. В широкой части ее выделяются шесть клиновидных блоков, центральный из которых имеет наибольшие размеры (рис. 3); по геофизическим данным, палеозойский фундамент здесь наиболее глубоко опущен.

Самый северный блок крайне узок (2—3 км) и заканчивается в районе р. Чария (см. рис. 3). Он сложен породами миоцена и плиоцена. В районе левого склона р. Токойлу описываемый блок нарушен двумя дополнительными продольными разломами. По геофизическим данным, в районе р. Чария палеозойский фундамент опущен на глубину 700—800 м. В четвертичный период происходило поднятие этого блока по ограничивающим его разломам. Здесь молодые четвертичные отложения несогласно вложены в поверхность террас более древнего возраста. Поверхность блока сильно расчленена эрозией.

Разлом 33, ограничивающий рассматриваемый блок с севера, действовал в основном в среднетертичное время. На левом склоне долины р. Токойлу на 15—20 м смещены позднесреднетертичные флювиогляциальные отложения. Нарушение более молодых отложений не происходило. Разлом 31, ограничивающий блок с юга, более молодой. Он смещает поверхности всех террас верхнетертичного возраста. Этот четко выделяющийся в рельефе разлом ограничивает поднимающийся северный блок от опускающегося блока, расположенного южнее. Последний на западе в районе р. Корумду (северная клиновидно заканчивается, будучи ограниченным

двумя сопрягающимися разломами; к северо-востоку блок достигает ширины 5—6 км. По данным ВЭЗ, проведенным В. Н. Макаровым в районе р. Долен, палеозойское основание блока опущено на глубину 2 км. В районе р. Токойлу поверхность палеозойского фундамента наклонена под углом 10°. В течение всего четвертичного периода описываемый блок опускается, о чём свидетельствует равнинный характер всей его площади, и тот факт, что вся поверхность блока покрыта слабо расчлененными верхнетертичными и современными пролювиальными и аллювиальными отложениями. Работами по методу ВЭЗ было установлено, что в этом блоке увеличивается мощность четвертичных отложений. На продольном геологическом профиле видно согласное залегание разновозрастных пород, указывающее на длительное опускание данного участка, которое продолжается и поныне; врез водотоков в поверхность верхнетертичной террасы не превышает 2—3 м. Картина общего опускания нарушена только в районе р. Чария, где из-под верхнетертичных отложений выходят среднетертичные, слагающие местное поднятие террасы высотой 30—40 м.

Из двух разломов, ограничивающих блок, северный описан выше. Здесь лишь добавим, что дифференцированные движения разлома оказывают влияние на характер отложений верхнетертичных и современных осадков в пределах разных блоков. Если на северном поднимающемся блоке верхнетертичные отложения вдоль долин рек образуют лишь узкие ленты террас, шириной в 200—300 м, то эти же образования в южном опускающемся блоке слагают выровненную поверхность, шириной в несколько километров; покрытую алюво-пролювиальными отложениями. Южный разлом, ограничивающий этот блок, будет описан ниже.

Палеозойский фундамент центрального (Айгырджалского) блока опущен наиболее глубоко (рис. 3); по данным ВЭЗ, глубина его определяется на 2500, иногда и более метров. Эта величина составляет максимум прогибания фундамента во всей впадине. Сравнительно быстро опускавшийся в палеогене и неогене центральный блок в четвертичное время оказался вовлеченным в процесс поднятия, т. е. произошла инверсия движений. Хорошо очерчена северная граница блока. Она представлена разломом 26, который отделяет поднимающийся (Айгырджалский) блок от опускающегося, расположенного севернее.

В Айгырджалском блоке палеогеновые и неогеновые отложения во многих участках выходят на дневную поверх-

ность. Здесь отчетливо видны несогласные залегания разновозрастных комплексов четвертичных отложений, а также увеличение глубин врезов водотоков в поверхность древних террас.

По данным ВЭЗ, по северному разлому в районе р. Токойлу палеозойский фундамент Айгырджальского блока опущен относительно фундамента северного блока более чем на 500 м. Здесь же виден сам разлом. Новейшее поднятие южного блока привело к тому, что р. Токойлу оставила свою прежнюю, верхнечетвертичную меридиональную долину, и, будучи не в силах преодолеть возникшую на ее пути естественную «плотину», повернула под прямым углом на запад вдоль разлома. В нескольких местах нами фиксировались случаи смещения по указанному разлому даже ложа каналов древних оросительных систем, относящихся, по-видимому, ко времени не позже XVII в.; величина смещения — 3—5 м, причем подняты нижние по течению реки их части. Для того, чтобы каналы смогли вновь выполнять свои функции, пришлось бы поднять днища бывшей «верхней», а ныне опущенной части на высоту не менее 4—6 м.

О новейшем поднятии Айгырджальского блока по этому разлому свидетельствует и тот факт, что на левом берегу р. Корумду (северная) к поверхности ранневерхнечетвертичной террасы (Q_{III}¹) подведен древний арык (это хорошо видно на междуречье Корумду — Арчалы), который заполнялся водой из этой реки. Однако уровень воды в реке находится ныне ниже ложа древнего арыка на 20 м.

Зная величину смещения по разлому (5 м) и допустив, что древние арыки использовались в XV в.¹, можно определить скорость врезания за последние 500 лет — 500 см: 500 лет = 1 см/год и 2000 см: 500 лет = 4 см/год. Несмотря на различие, эти величины одного порядка.

В южной части Айгырджальского блока в урочище Ириджар и низовьях долины р. Чон-Учемчек палеозойское основание находится на глубине более 1000 м.

Айгырджальский блок с юга от гранитов Арамсинской гряды отделяется разломом вертикального заложения 29, амплитуда движения по которому в междуречье Корумду — Чон-Учемчек составляет примерно 500—600 м, а в районе р. Кокомерен превышает 1000 м. В западной части направление блока имеет северо-западное простирание и только у северных склонов Арамсинской гряды становится широтным.

¹ Время расцвета хозяйственного освоения Сусамырской долины, добыча россыпного золота и т. д.

Возможно оно здесь превращается в разлом типа взбросов.

Арамсинская впадина имеет «брекчиевидное» строение. Выходы палеогеновых и неогеновых пород ограничены разломами различного направления. Нарушение, окаймляющее Арамсинскую впадину с юго-запада (39), в пределах ее четко смещает среднечетвертичные морены на 15—20 м. Продолжаясь на юго-восток этот разлом ограничивает Кызылойскую впадину с юга, имея характер надвига. Небольшие разломы, ограничивающие Арамсинскую впадину с востока, юго-востока, смещают среднечетвертичную поверхность выравнивания на 20—30 м.

Следует отметить поперечный субмеридиональный разлом 25, проходящий на севере по долине р. Корумду, а на юге — пересекающий Сусамырский хребет. Он имеет сдвиговую природу (правый сдвиг). По нему смещены оси Арамсинской антиклинали и одноименной грабен-синклинали на 4 км. Южнее амплитуды горизонтальных движений увеличиваются, поэтому ось мегантиклинали Сусамырского хребта сдвинута уже на 5—6 км.

Джумгальская впадина

С севера окаймлена хребтом одноименного названия, с юга — хребтом Северный Кавак-Тоо. Абсолютные отметки хребтов достигают 4000 м и выше. На севере она осложнена структурами второго порядка — Окторкой-Кошбулакской грабен-синклинали (44) и Сарыбулак-Бозалаташской горст-антиклинали (42). Последняя, отделяя Джумгальскую впадину от Окторкой-Кошбулакской, образует хребет, абсолютные высоты которого достигают 3600 м. Джумгальская впадина имеет в плане овальную форму, протяженностью 60 км при ширине 25 км.

Она представляет собой отчетливо выраженную асимметричную синклиналь, осложненную с севера и северо-запада разломами. Наибольшие погружения палеозойского основания приурочены к северной и северо-западной окраинам впадины и достигают северо-западнее с. Чаек глубин 2600 м и более. На южном, пологом, крыле палеозойское основание погружено на 1000—1300 м. Как и любая другая асимметричная впадина Тянь-Шаня, Джумгальская обнаруживает различный характер взаимоотношения слоев мезокайнозойского чехла и палеозойского фундамента; на севере непосредственно на палеозойском основании залегает коктурпакская свита (Pg₂? КК), т. е. юрские отложения, на юге на каледонских гранитах лежат плиоценовые галечники. На юго-востоке, впа-

дины, в районе правобережья р. Кара-Кече, валунно-галечники шарпылдакской свиты ($N_2^3-Q_1Sh$) залегают на каледонских гранитах. Восточнее, в районе долины р. Чиль, непосредственно на палеозое залегают четвертичные отложения (Q_{II}^2).

Складчатые структуры

По геологическим и геофизическим данным, в собственно Джумгальской впадине устанавливаются три крупные структуры (рис. 8): северная (45) и южная (47) синклинали и разделяющая их центральная внутренняя антиклиналь (46).

Палеозойское основание северной синклинали наиболее опущено — величина прогиба составляет 2600 м и более. Разрез кайнозойского чехла здесь представлен полно: от палеогена (коктурпакская свита) до четвертичных отложений. В северной части северной синклинали, в кайнозойских осадках широко проявлены мелкие складки, вызванные влиянием северного надвига. Они обнаружены на правом склоне долины р. Баш-Куганды и в долине р. Чонкул. Мелкие складки асимметричны и запрокинуты к югу в сторону перемещения масс в надвиге. За исключением северо-западного края, а также междуречья Баш-Куганды — Орто-Куганды, на большей части территории описываемой структуры в четвертичный период происходила наложенная аккумуляция. На профилях видно, что обнажающиеся в северной и южной частях среднечетвертичные отложения к центру погружаются под более молодые (верхнечетвертичные) образования; здесь в течение всего четвертичного периода происходила наложенная аккумуляция.

Описываемая структура как синклинали складка хорошо видна на левом склоне долины р. Баш-Куганды. Она явно асимметрична — с северным крутым (45°) крылом и пологим ($3-6^\circ$) южным. Синклинали складка образована слоями серых конгломератов шарпылдакской свиты. На междуречье Кокомерен — Минтеке она осложняется двумя небольшими антиклинальными перегибами широтного простирания, которые на востоке соединяются с центральной Джумгальской антиклиналью 46. Эти структуры выражены в рельефе возвышенностями высотой 20—30 м над поверхностью верхнечетвертичной террасы, образующей днище Джумгальской впадины. В указанных антиклиналях из-под верхнечетвертичных пород обнажаются среднечетвертичные галечники (Q_{II}^2).

В юго-западном замыкании Джумгальской впадины,

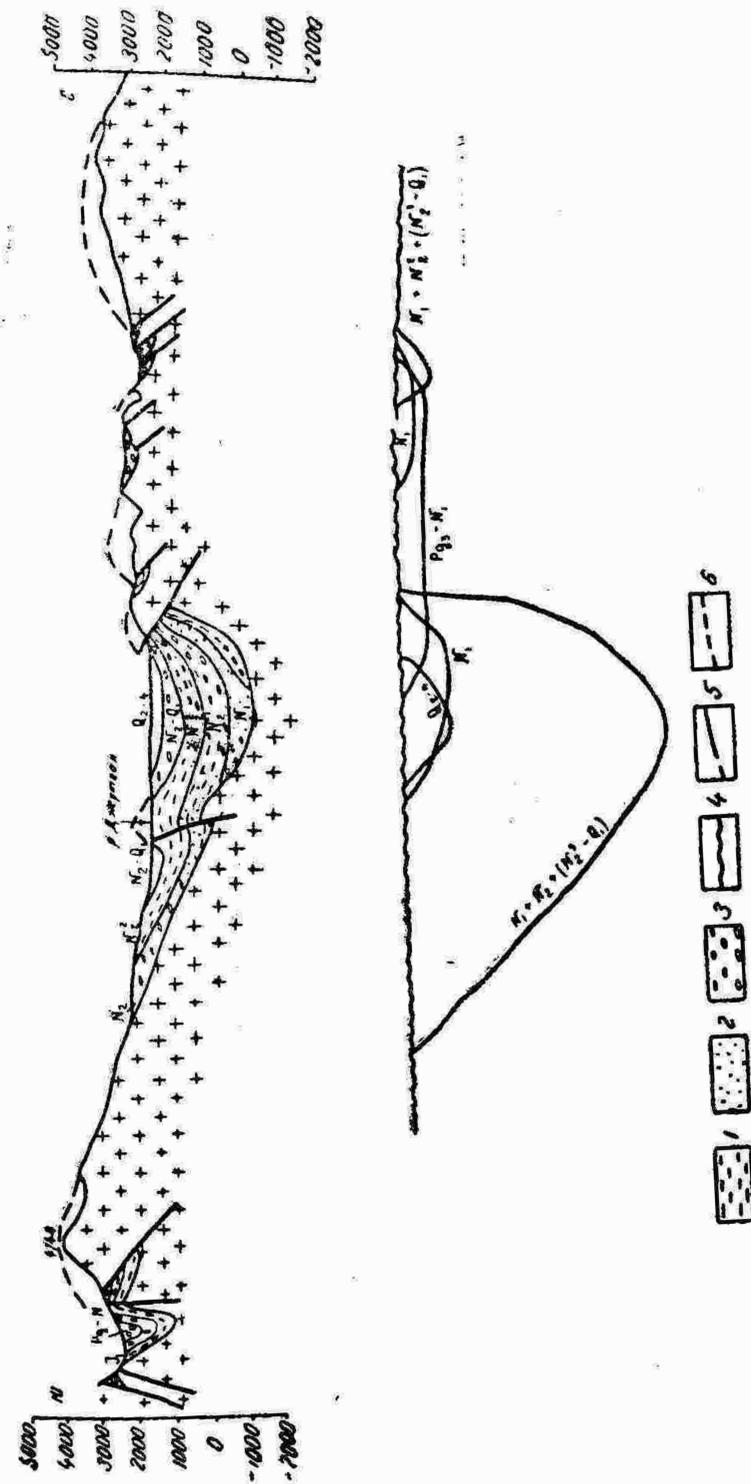


Рис. 8. Профиль по линии III—III (С—Д) через Джумгальскую впадину на меридиане р. Орто-Куганды и схема-профиль разновозрастных прогибов, имеющих тенденцию движения к югу. условные обозначения см. на рис. 4.

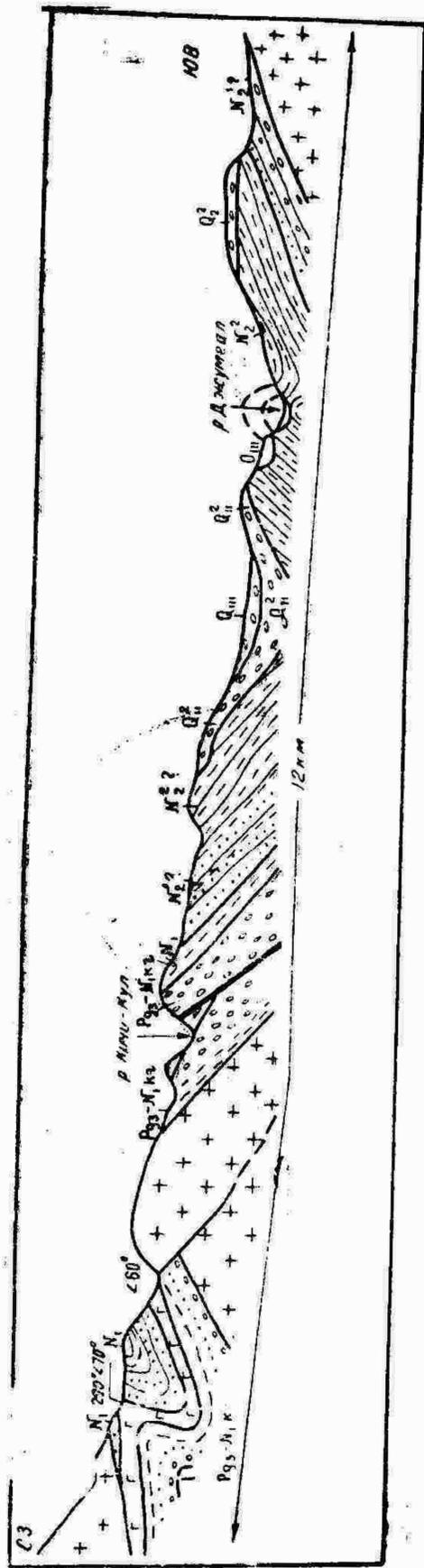


Рис. 9. Поперечный профиль-зарисовка по западной части Джумгальской впадины до линии р. Чон-Куль—Чон-Эмель. Условные обозначения см. на рис. 4.

в долине рек Чон-Куль—Кичи-Куль, устанавливается антиклинальная складка, в ядре ее выходят красные каледонские граниты (рис. 9). На южном крыле складки красноцветные породы киргизской свиты нормально залегают на гранитах, северное крыло осложнено взбросом, по которому указанные граниты надвинуты на породы киргизской свиты. Антиклиналь имеет асимметричное строение — северное крыло крутое ($30-60^\circ$), южное — пологое ($15-20^\circ$), ось воздымается к западу, к востоку погружается под кайнозойский чехол.

Центральная Джумгальская антиклиналь 46 идет вдоль русла одноименной реки, отклоняясь от него в северной и северо-восточной частях впадины. Она ясно выражена в рельефе в виде гряды поднятий, тянущейся в северо-восточном направлении, отдельные высоты которой, например, горы Чон-Тобе (1964 м), возвышаются на 150 м относительно окружающей поверхности. Шарнир антиклинали поднят в юго-западной части впадины и погружается в северо-восточном направлении. Поэтому геологически и морфологически она наиболее резко выражена в юго-западной части впадины.

Антиклинальная складка 46 обусловлена поднятием палеозойского фундамента, который, по данным ВЭЗ, находится на глубине 700—800 м. В прилегающих к ней северной и южной синклиналих Джумгальской впадины палеозой опущен до глубин соответственно 2600 и 1600 м.

В районе устья рек Минтеке, Джоргосейт на правом склоне долины р. Джумгал неогеновые осадки падают под углом $30-35^\circ$ на северо-запад, а на левом отмечается юго-восточное падение под углом 65° , т. е. асимметричная антиклиналь имеет северное пологое и южное крутое крыло. На рис. 10 виден профиль этой структуры на меридиане с. Чаек. На участке профиля на северном (правом) берегу р. Джумгал заметно северное падение плиоценовых глин и серых галечников шарпылдакской свиты (N_2-Q_1Sh), на юго-восточном (левом) берегу галечники шарпылдакской свиты падают на юго-восток под углом 30° . Здесь крутым является уже северное крыло антиклинали.

На меридиане р. Баш-Куганды структура тоже асимметрична, с пологим северным ($3-6^\circ$) и крутым ($45-60^\circ$) — южным крылом. Антиклиналь сложена серыми галечниками шарпылдакской свиты. На северном крыле ее среднечетвертичные отложения наклонены на север под углом 4° , на южном — 16° к югу.

12—17°. В осевой части гряды он изогнут в антиклиналь.

С юга Джумгальскую впадину окаймляет хребет Северный Кавак-Тоо 42 с наибольшими абсолютными высотами 4122 и 4144 м. Мегантиклиналь хребта имеет асимметричное строение: северное пологое (8—15°) длинное крыло и южное — крутое короткое (рис. 14). На последнем донеогеновая поверхность расчленена эрозией. Антиклинальный изгиб ее виден в горах Каратеке, где донеогеновая поверхность наклонена на северном склоне на север, на южном — на юг.

Разрывные структуры

В Джумгальской впадине разрывные структуры развиты по ее северному обрамлению, в месте сочленения крутого крыла Джумгальской синклинали с таким же крутым крылом Сарыбулак-Бозалаташской антиклинали (см. рис. 3). В Окторкой-Кошбулакской впадине разлом возникает на месте сочленения южного крыла Джумгальской мегантиклинали с северным крутым крылом Окторкой-Кошбулакской впадины.

Самый северный разлом 48 ограничивает Окторкой-Кошбулакскую впадину с севера. Он изучен нами в долине р. Ичкесу, являющейся левым притоком р. Орто-Куганды. По этому разлому северо-зеленые песчаники и сланцы ордовика надвинуты на серые галечники шарпылдакской свиты. Поверхность разрыва падает на север под углом 50°. В зоне разлома песчаники и сланцы ордовика сильно развальцованы, разрушены. Мощность зоны разрушения около 50 м. Подобное нарушение между аналогичными породами наблюдается и в долине р. Баш-Куганды, но угол падения поверхности разлома становится более крутым (60°). Амплитуда горизонтального перемещения по нему около 0,5—1 км.

С севера и северо-запада Джумгальскую впадину ограничивает надвиговая структура 41, по которой палеозойское ядро Сарыбулак-Бозалаташской антиклинали надвинуто на кайнозойские породы. В районе левого склона долины р. Тугельсай описываемый разлом, отклоняясь к северу, становится вертикальным и проходит среди палеозойских образований гор Бозалаташ. Надвиговой характер этой структуры хорошо устанавливается в междуречье Баш-Куганды — Орто-Куганды. Поверхность надвига здесь падает в сторону палеозоя под углом 25—30°. Висячем его блоке обнажаются серые порфиридные граниты каледонского магматического цикла, а в ле-

жачем определяются породы от палеогена (на западе описываемого участка) до плиоцена (в русле р. Баш-Куганды — на востоке).

В зоне разлома, мощностью в 50—70 м, граниты развальцованы, разрушены, брекчированы. Неогеновые галечники и глины образуют опрокинутые на юг складки, вызванные надвиганием на них палеозойских гранитов.

Южнее надвиговой структуры, параллельно ей проходит второй надвиг, устанавливаемый по прослеживанию на запад (Чет-Куганды) и восток (Баш-Куганды). Амплитуда горизонтального перемещения масс, замеренная на карте, составляет 2 км, истинная величина горизонтального движения, возможно, больше.

Надвиговая структура хорошо видна по всему северо-западному обрамлению впадины. В долинах рек Чон-Куль — Кичи-Кул это очень пологий надвиг (7—10°), по которому красные каледонские граниты надвинуты на мергели, глины условно среднего плиоценового возраста. Мощность развальцованной, разрушенной зоны в гранитах около 70 м. В лежащем боку этого разлома палеогеновые и неогеновые породы смяты в асимметричные, запрокинутые к югу небольшие складки шириной в несколько сот метров, возникшие под влиянием перемещения масс по надвигу.

Южнее описанного нарушения развит небольшой взброс, ограничивающий с юга граниты от кайнозойских пород. Вверху разлом крутой (60°), несколько ниже — 43°. Красные граниты надвинуты по взбросу на красноцветные породы киргизской свиты. Направление движения масс с юга на север. Еще южнее в устьевой части р. Кичи-Кул, на левом склоне ее долины, виден разлом 36, смещающий породы всей киргизской свиты. Последние дважды повторены в разрезе. Поверхность разлома падает на юго-восток под углом 55°. Амплитуда вертикального движения по нему составляет 150—200 м. Продолжением разлома является надвиг 36, ограничивающий с юга соленосные породы, обнажающиеся на правом склоне р. Кокомерен, на участке субширотного направления.

О причинах возникновения двух последних разломов, в которых направление перемещения масс становится северным, будет сказано ниже, при разборе западной системы волн, проходящей средней частью на меридиане коленаобразного изгиба р. Кокомерен, в устье р. Ковюксу.

Минкуш-Кокомеренская впадина

С севера обрамлена хр. Северный Кавак-Тоо 35 и его продолжением на запад и северо-запад — хр. Сарыкамыш. С юга она граничит с хр. Молдо-Тоо 58. Абсолютные отметки указанных хребтов достигают 4000 и более метров. Впадина подобно окружающим её хребтам тянется в широтном направлении. Продолжением ее на востоке является сравнительно широкая Сонкульская впадина. На западе через отдельные выходы палеогеновых и неогеновых отложений Минкуш-Кокомеренская впадина связана с Кетмень-Тюбинской. Рассматриваемая впадина представляет собой сравнительно узкую (в среднем 4—5 км) грабен-синклиналь. Общая протяженность 80 км — от урочища Сарыкамыш на западе до перевала Кара-Кече на востоке.

Для впадины характерно изменение глубины погружения фундамента по простиранию, отражающее ундуляцию оси мульды. Наиболее сильно изогнут участок впадины, занимающий пространство от западной ее оконечности до р. Ак-Куль на востоке (см. рис. 2). Палеозойское основание находится глубже, чем на остальных участках. Выходы юрских отложений незначительны.

На участке впадины от разреза IV до разреза VIII палеозойский фундамент высоко поднят и даже выходит на дневную поверхность (разрезы V, VII, VI, рис. 11 и 2). На этом участке можно видеть «корешки» синклинальных складок. Далее к востоку, в верховье р. Минкуш, поверхность палеозойского фундамента глубоко прогнута и только у перевала Донгуз опять поднимается. Поднятием гор Донгуз, где обнажаются палеозойские породы, впадина прерывается. Она отделяет собственно Минкуш-Кокомеренскую впадину от кулисообразно сопряженной с ней и расположенной севернее Кара-Кечинской впадины.

Минкуш-Кокомеренская впадина ограничивается от окружающих ее хребтов надвигами — взбросами. На севере расположен Северо-Кавакский 35 надвиг. По нему на выполняющие впадину молодые отложения надвинуты древние граниты гор Сарыкамыш и хр. Северный Кавак-Тоо. На всем протяжении надвиг закономерно извилист в плане: по длине впадины наблюдается две дуги большого радиуса, обращенные выпуклостью на юг (см. рис. 2). Восточная дуга распадается на две дуги второго порядка. Вершины последних располагаются (с запада на восток) на участках разреза I и между разрезом V и перевалом Донгуз. Любопытно, что вершины дуг почти точно совпадают с участками относи-

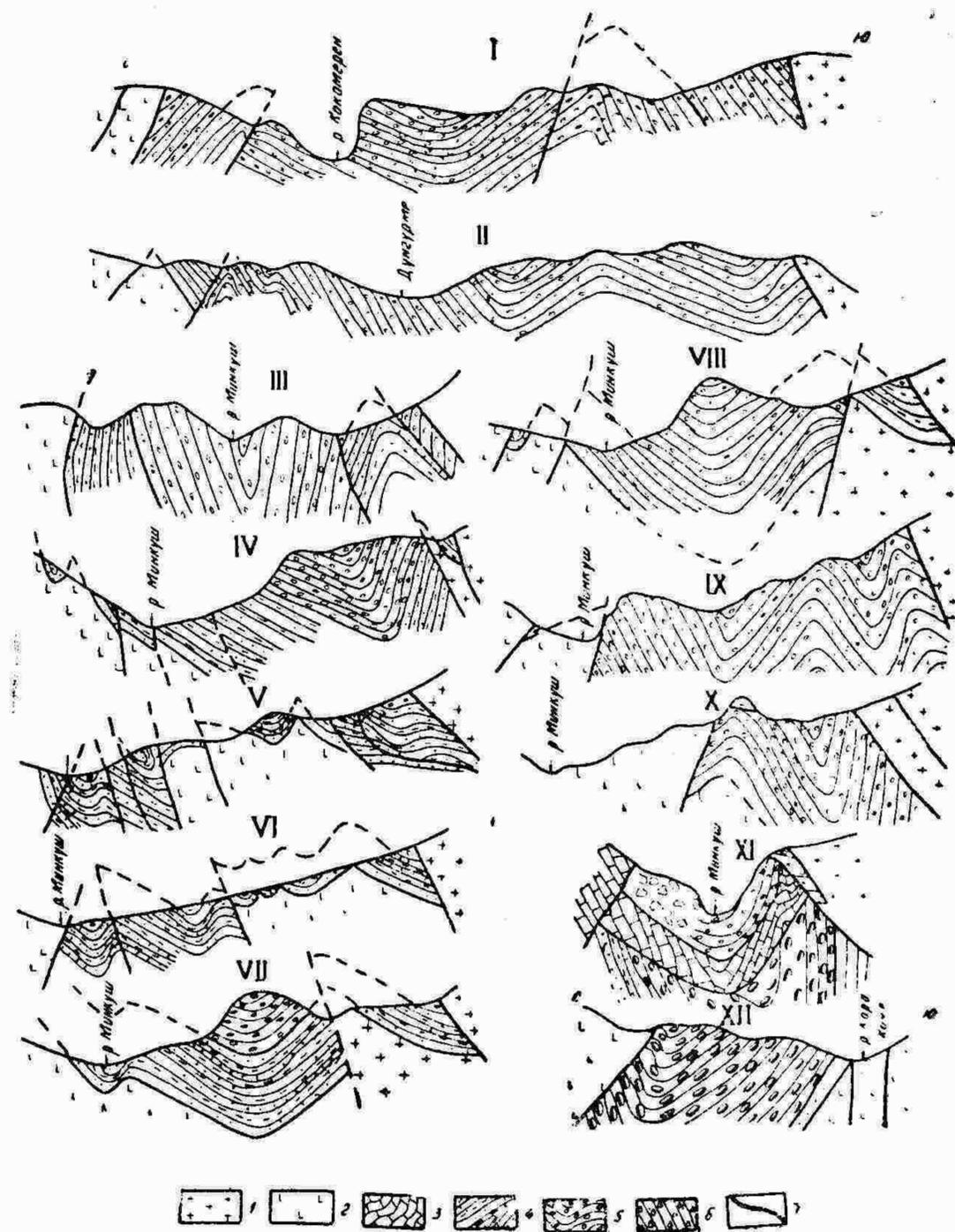


Рис. 11. Профиль к тектонической карте Минкуш-Кокомеренской впадины (рис. 2).

1 — палеозойские граниты; 2 — палеозойские осадочные породы; 3 — известняки турнейского яруса; 4 — угленосные песчано-глинистые отложения юрского возраста; 5 — палеоген-неогеновые отложения; 6 — серые конгломерато-брекчии шарпылдакской свиты; 7 — тектонические нарушения.

тельно повышенного положения фундамента впадины (о несколько более высоком положении фундамента на участке разреза I можно судить по выходам юры в ядре антиклинальной складки). В местах сочленения дуг образуются выпуклости на север малого радиуса кривизны (см. рис. 2). Наибольшая из них расположена у входа р. Кокомерен во впадину.

Углы падения поверхности надвига различны. На западе впадины разлом крутой — $60-70^\circ$. Изменение угла падения вдоль первой дуги не выяснено. Во второй дуге угол падения постепенно уменьшается от $60-70^\circ$ в западной, до $45-50^\circ$ в средней части дуги, а затем по удалению от средней части вновь увеличивается до $60-70^\circ$ в месте сочленения дуг второго порядка (ср. разрезы II—VII и IX). Далее на восток к перевалу Донгуз угол падения снова уменьшается, а в Кара-Кечинской впадине — увеличивается. Соответственно направлению дуг изменяется и азимут падения плоскости разлома: от северо-восточного в западной, через северное в средней части дуги, к северо-западному — в восточной, что отчетливо фиксируется в средней дуге.

Амплитуда перемещения масс по надвигу оценивается в несколько километров.

Южно-Кавакский разлом 58 определяется на западе и востоке впадины. В средней ее части, где палеозойское основание сильно поднято и на палеозое сохранились кое-где лишь «корешки» юры (например, левый борт долины р. Минкуш, разрез IV—VIII, разлом проходит внутри палеозойских пород и фиксируется неотчетливо (см. рис. 2).

Плоскость Южно-Кавакского разлома на западе впадины крутая — $60-70^\circ$, в средней части на участках разрезов IX—XII — пологая, к востоку Кара-Кечинской впадины — снова крутая.

В середине впадины (от разреза IX и почти до XII) разлом в плане описывает дугу большого радиуса с выпуклостью на север, к средней части которой, как и в Северо-Кавакском разломе, приурочены наиболее пологие падения. Максимально продвинувшейся на север частью дуги является аллохтон Минбугу (разрез XI), где по надвигу известняки турнейского яруса и несогласно залегающие на них неогеновые серые конгломераты (неполный тип разреза P_g—N) почти целиком перекрывают Минкуш-Кокомеренскую впадину. Поверхность надвига синклинально изогнута последующими движениями. Амплитуда горизонтального смещения пород составляет 2—3 км.

В местах высокого положения, т. е. против середин дуг Северо-Кавакского надвига (особенно против средней дуги), фундамент вместе с покровом рассечен рядом разломов, параллельных основному надвигу и падающих на север. Некоторые из них проходят у южной границы впадины (разрезы IV, V, VI), но тем не менее падают на север. Более поднятая часть основания отделяется от погруженных его участков двумя диагональными почти вертикальными разломами, создающими структуру расширяющихся на север трапециевидных ступенек, занимающих ближе к северу наиболее высокое положение. Дальнейшее интенсивное расширение поднятия хр. Северный Кавак-Тоо к югу может привести к ещё одному разобщению впадины. По-видимому, таким образом был отделен Кара-Кечинский участок впадины поднятием Донгуз.

Мезозойско-кайнозойские отложения Минкуш-Кокомеренской грабен-синклинали смяты в складки второго порядка. Оси складок расположены определенно. С одной стороны, они ориентированы параллельно обрамляющим разломам и огибают дуги надвигов (средняя дуга северо-кавказского надвига). С другой стороны, в случае сильно прогрессирующего поднятия с севера (третья дуга — горы Донгуз) складки под острым углом срезаются дугой разлома, в связи с чем на определенных участках впадины (разрезы VIII—XI) создается картина кулисообразного расположения складок. В незавершенном виде такая ситуация наблюдается и у средней дуги, где на участке подъема фундамента, приводящего к почти полному расчленению впадины, также намечается срезание складок, располагающихся к западу и востоку от поднимающейся глыбы (разрезы IV—VIII). Срезание складок встречается и по южному борту впадины дугой Южно-Кавакского разлома у р. Ак-Куль.

Ось складки в палеоген-неогеновых конгломератах аллохтона Минбугу не совпадает с положением осей складок в автохтоне. Складка в аллохтоне отличается к тому же более пологими углами наклона крыльев, что свидетельствует о поздне (послескладчатом) при внесении аллохтона на территорию впадины и более позднем заложении складки в ней.

Одной из особенностей расположения складок является их различное число, приходящееся на единицу ширины впадины. На участке к западу от р. Ак-Куль наблюдаются лишь две пологие сопряженные складки в приосевой части впадины.

К востоку от р. Ак-Куль появляются складки, тянущиеся вдоль обрамляющих впадину разломов (меридиан разреза II). В самой приподнятой части фундамента, против сере-

дины второй дуги, число складок почти удваивается. Далее к востоку мелкие складки затухают, сливаясь с более крупными, и общее число их уменьшается (разрез IX). Еще восточнее часть складок срезается третьей дугой. Таким образом, увеличение плотности складок в наиболее узкой части впадины с приподнятым фундаментом происходит не только за счет «концентрации», но и за счет увеличения числа их в узком месте. Морфология складок тоже неодинакова.

В западной, широкой и «глубокой», части складки сравнительно пологие, со слабо выраженной асимметричностью, почти не осложненные разломами (разрез I, II). К востоку от р. Ак-Куль они становятся крутыми, с прямыми крыльями и острыми шарнирами, асимметричными и осложненными многочисленными чешуйчатыми надвигами, напоминая складки геосинклинального типа (разрезы III—XII). На участке между разрезами III и IV в узкой полосе у северного борта впадины юрские отложения смяты в ряд изоклинальных, иногда опрокинутых на юг пологих складок, не выражающихся в масштабе схемы и разрезов.

Характерно, что в западной части впадины складки слегка опрокинуты к северу (разрез I), на участке от р. Ак-Куль до перевала Донгуз они заметно запрокинуты на юг (разрезы II—XI).

На участке средней части Северо-Кавакского надвига складки запрокинуты к югу даже у южного борта впадины (разрез V). На Кара-Кечинском участке складка опрокинута на север (разрез XII).

Благодаря выходу из-под юрских отложений в местах относительно высокого положения, мы видим участие палеозойского основания в строении складок. На разрезах V—VI наблюдаются складки основания малых радиусов с размерами 75—250 м. Углы падения крыльев достигают до 60—70°. Такие же складки встречаются и за пределами современной границы впадины по её южному обрамлению как продолжение структуры, вырисовывающейся по отдельным синклинальным «корешкам» юрских отложений по левому борту долины р. Минкуш на участке разрезов IV—VIII.

Кочкорская впадина

Структура Кочкорской впадины является асимметричной (рис. 12). Это устанавливается по геофизическим и геологическим данным. Наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к южной части впадины. Здесь палеогеновые и неогеновые отложения смяты в брахиантиклиналь-

ные и брахисинклинальные, часто асимметричные складки, опрокинутые на север. Еще в 1945 г., доказывая опрокинутость складок и ссылаясь при этом на материалы Р. Ф. Геккера, С. С. Шульц писал, что «более широкие и плавные ложбины знаков ряби обращены вогнутостью на север. Сюда же обращены своими выпуклостями более острые и узкие гребни знаков ряби». Данными наших исследований подтверждается правильность точки зрения С. С. Шульца.

Каждый нижний член ритма (мелкогалечные конгломераты, гравелиты) находится южнее верхнего (глины) при общем падении слоев к югу, каждый ритм отделен друг от друга поверхностью размыва; при общем падении толщ к югу, мы наблюдаем залегание галечников шарпылдакской свиты ($N_2^3-Q_1Sh$) на севере, что означает омоложение слоев в северном направлении.

Кроме того, нам удалось установить переход от перевернутого залегания в нормальное с северным падением.

Кочкорскую впадину с юга обрамляют расположенные кулисно мегантиклинали Кызарт 53 и Укок 57, которые крутыми крыльями обращены в ее сторону.

Асимметричной является брахиантиклиналь гор Орток 52 с южным пологим длинным крылом, где донеогеновый пенеплен падает к югу под углом 10—12°, и более крутым (15—20°) — северным.

Обрамляющая впадину с севера мегантиклиналь Киргизского хребта 22 устроена здесь резко асимметрично: с южным пологим и длинным (10—12°) крылом и крутым (20°) коротким — северным.

Разрывные структуры в Кочкорской впадине представлены взбросами и сбросами. Главный Кочкорский разлом 54 на междуречье рек Джуанарык-Биде является взбросом, плоскость которого падает на юг под углом 45°. По нему на красноцветные глины киргизской свиты с юга надвинуты каледонские граниты гор Биде. В районе рек Чон-Туз, Чатыр-Куль описываемый разлом имеет, по-видимому, вертикальное падение. Здесь кочкорский разлом носит конседиментационный характер, влияя на фации и мощности заполняющих впадину кайнозойских толщ.

Так, в неотектонический этап северный блок опускался намного быстрее южного. Мощности неогеновых толщ на северном блоке составляют 3500, на южном — всего 500—600 м. К северному более прогнутому блоку приурочены соленосные осадки, которые на южном блоке фациально переходят в терригенные отложения.

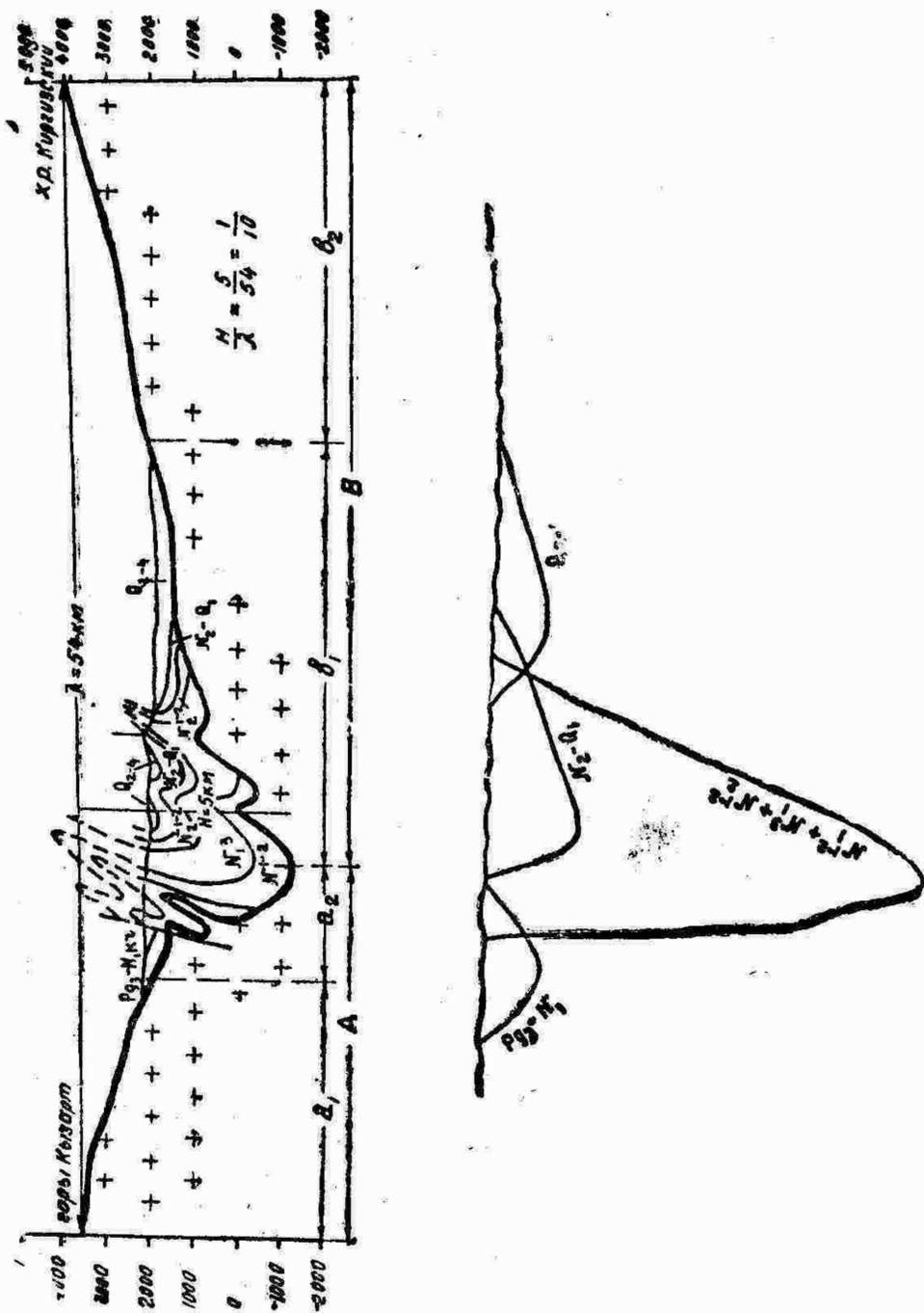


Рис. 12. Профиль по линии V—V, проведенной через Кочкорскую впадину на меридиане горы Айгырджал, и схема-профиль разновозрастных прогибов, имеющих северное направление, наложенные

Сходную асимметрию (как и мегантиклиналь Киргизского хребта) имеют западная часть Кунгейского хребта, а также более мелкие антиклинали Кольдин-Чокусу, Сагызган-Чокусу с полно развитыми пологими южными крыльями и крутыми — северными.

Отличительной чертой Кочкорской впадины является структуры предгорий, приуроченные к южному её краю и ныне представляющие собой низкие горы, сложенные палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Последние здесь смяты в брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки. Южная часть зоны предгорий полностью вовлечена в процесс поднятия с ярусным строением склонов (рис 13); в северной же её части брахиантиклинальные структуры претерпевают процесс поднятия, а брахисинклинальные — процесс опускания, с наложенной аккумуляцией четвертичных отложений.

В русле р. Джуанарык разлом, имеющий вертикальное падение отделяет каледонские граниты от серо-зеленых глин неогена. По этому же тектоническому нарушению смещена

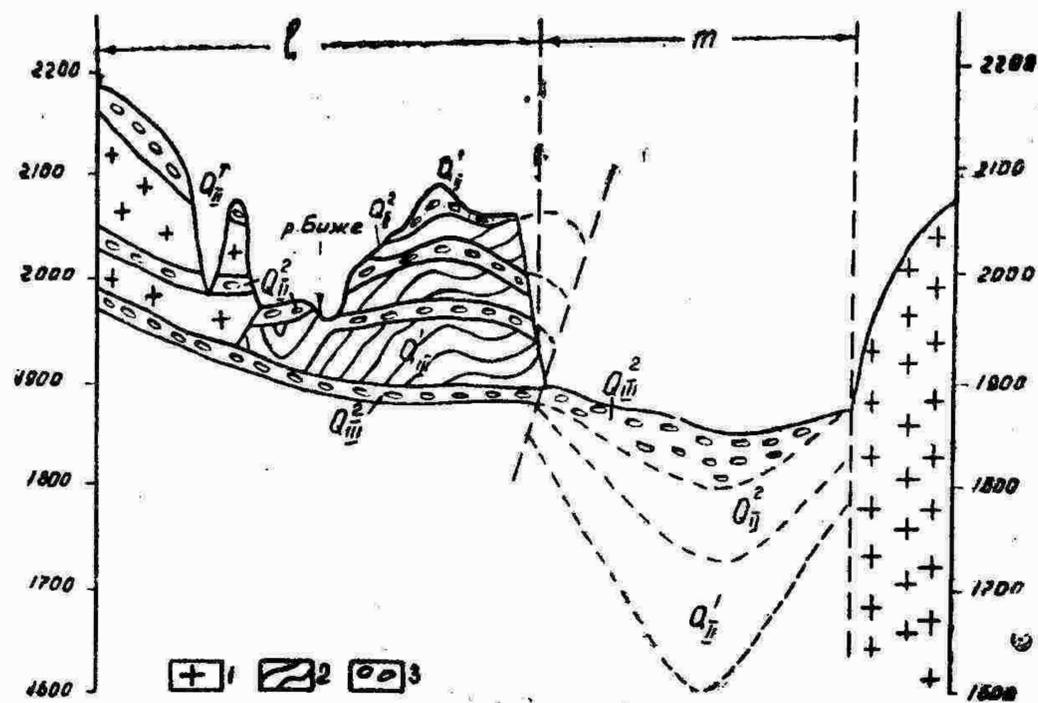


Рис. 13. Профиль по четвертичным отложениям, по левому склону долины р. Джуанарык, показывающий несогласное их залегание на поднимающемся участке (l) и согласное их залегание в опускающемся северном участке (m). 1 — палеозойские породы; 2 — неогеновые отложения; 3 — галечники четвертичного возраста.

поверхность среднечетвертичной аллювиальной террасы на 20 м. Опущенным является северное крыло разлома.

Севернее описываемого разлома, на правом склоне долины р. Джуанарык, четко устанавливается небольшое нарушение, смещающее подошву шарпылдакской свиты на 100 м. Поднятым является южный блок. Поверхность разлома падает к югу под углом 70°, следовательно, это взброс.

Самый значительный разлом 35, развитый на северном крыле впадины (южное крыло мегантиклинали Киргизского хребта), проходит в широтном направлении от устья р. Тюндюк на западе, до устья р. Арсы — на востоке. Поверхность разлома вертикальна. Амплитуда вертикального перемещения донеогенового пенемена по разлому составляет около 100—150 м.

Таким образом, на южном крутом крыле впадины развиты взбросы, а на пологом северном ее крыле — сбросы.

Глава IV

ВОЛНООБРАЗНЫЙ ХАРАКТЕР НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Сущность идеи волнообразных движений составляет закономерная во времени и пространстве миграция поднятий и опусканий, которая сопровождается рядом процессов и явлений: например, а) перемещением горных масс по надвигам и взбросам; б) миграцией фациальных зон осадков во впадинах; в) явлением асимметрии структур, как следствие направленных тектонических движений.

Чередующиеся хребты (мегантиклинали) и впадины (мегасинклинали) на всей пятисоткилометровой ширине Тянь-Шаня, отражающие поднятие палеозойского субстрата на 4—5 км и опускание его на 4—5 км, чисто морфологически напоминают огромные застывшие волны.

Сходство неотектонических структур Тянь-Шаня с волнами является не только внешним, отражающим картину застывшую, статическую, но и связанным с динамической стороной неотектонического процесса. Дело в том, что области поднятия и опускания в результате движений мигрируют в определенном направлении, вовлекая в поднятие один край впадины и опуская другой.

Движения закономерны и строго направлены, вследствие чего области более молодых (четвертичных) прогибаний, как правило, оказываются смещенными относительно участков более древних (неогеновых, палеогеновых или тем более юрских) опусканий. Процесс миграции областей поднятий и опусканий аналогичен волновому движению.

Миграция может совершаться не только в пределах двух, трех структур, а большего их числа, образуя «эшелонированные в глубину» волнообразные системы. Например, в Джамандаван-Киндикской волнообразной системе участвует восемь мегантиклиналей и семь разделяющих их мегасинклиналей — от Джамандавана на юге до хр. Киндик (т. е. до Сусамырской впадины) — на севере.

Таких систем в рассматриваемом районе мы насчитываем шесть: Чуйская (I), Джумгалская (II), Джамандаван-Кин-