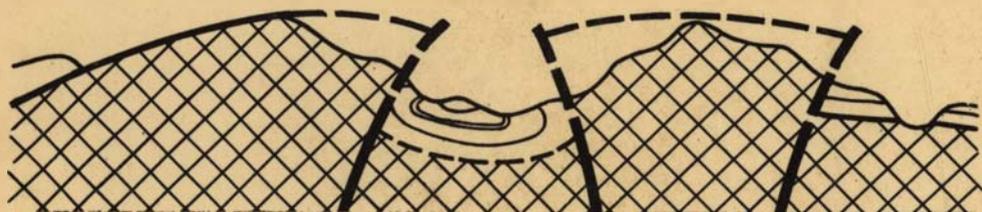


Н. В. ЛУКИНА

**ДЕФОРМАЦИИ
ПОВЕРХНОСТИ
ПАЛЕОЗОЙСКОГО
ФУНДАМЕНТА
ЮГО-ЗАПАДНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО .НАУКА.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. В. ЛУКИНА

ДЕФОРМАЦИИ ПОВЕРХНОСТИ
ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА
ЮГО-ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Труды, вып. 286



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1977

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

N. V. Lukina

DEFORMATIONS OF THE SURFACE OF THE PALEOZOIC BASEMENT OF THE SOUTH-WESTERN TIEN-SHAN

Transactions, vol. 286

Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. Лукина Н.В. Труды ГИН АН СССР, вып. 286. М., "Наука", 1977 г.

Работа посвящена анализу современного положения поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня, проведенному по детально построенной структурной карте. Установлены характер и природа тектонических деформаций поверхности фундамента, являющихся результатом суммарных движений мезозойско-палеогенового платформенного и неоген-четвертичного орогенного этапов развития. Выявленные особенности различных геоструктурных областей экстраполируются в пределы прилежащих территорий эпигерцинской платформы, что имеет значение для поисков нефти и газа. Предлагаемая автором карта поверхности фундамента может быть применена при прогнозировании сурьмяно-ртутных и сульфидно-флюоритовых месторождений.

Табл. 3. Ил. 37. Библ. 157 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

В.И. Макаров

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
V. G. Gerbova, V. A. Krashennnikov, P. P. Timofeev

Responsible editor

V. I. Macarov

ВВЕДЕНИЕ

Структурный анализ современного положения поверхности палеозойского фундамента является тем методом, который позволяет получить сведения о характере тектонических деформаций, имевших место в результате суммарных движений в течение мезозойского и кайнозойского времени.

Особый интерес представляет проведение такого анализа в эпиплатформенных орогенических областях, обладающих специфическими чертами тектонического развития и резко отличающихся как от геосинклинальных, так и от платформенных областей.

Настоящая работа посвящена изучению поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня — эпиплатформенной орогенической области в районе ее сочленения с молодой эпигерцинской Туранской платформой. Этот регион (рис. 1) охватывает западную часть южного склона Туркестанского хребта, западную часть Зеравшанского хребта с его северо-западными отрогами (Зирабулак-Зиаэтдинскими горами) и западную часть Гиссарского хребта с его юго-западными отрогами (Чакчаром, Байсунтау, Сурхантау и Кутитангтау).

Основная задача исследований — анализ общего характера деформаций поверхности палеозойского фундамента, выявление особенностей ее структурных форм и закономерностей их пространственного расположения. Это позволяет подойти к вопросам о природе тектонических деформаций, о роли и соотношении дизъюнктивных и пликативных дислокаций, а также оценить суммарный результат мезозойско-палеогеновых платформенных и неоген-четвертичных орогенных движений.

Основой для анализа тектонических деформаций служит структурная карта современного положения поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня (рис. 2), составленная автором под руководством Д.А. Казиминова по детальным полевым наблюдениям 1963—1970 гг. Помимо наземных исследований широко применялись аэровизуальные наблюдения, дешифрирование аэрофотоснимков, совместный анализ геологических и топографических карт разных масштабов, использовались имеющиеся литературные данные.

По карте выявлены параметры, характеризующие степень и особенности деформированности поверхности палеозойского фундамента. Некоторые из них были подвергнуты статистической обработке.

Выводы, полученные для Юго-Западного Тянь-Шаня, оказались справедливыми для прилежащих территорий эпигерцинской платформы, прежде всего для Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Это может иметь определенное значение при проведении нефтегазопроисловых работ. Правомерность такого подхода базируется на существовании общих региональных закономерностей, присущих как эпиплатформенному орогену, так и примыкающим частям молодой эпипалеозойской платформы, которые длительное время имели сходную историю развития.

Можно полагать, что предложенная карта окажется полезной для прогнозирования и поисков некоторых полезных ископаемых региона, так как реконструкция современного положения поверхности палеозойского фундамента в последние годы стала одним из методов решения вопроса о глубинах формирования суль-

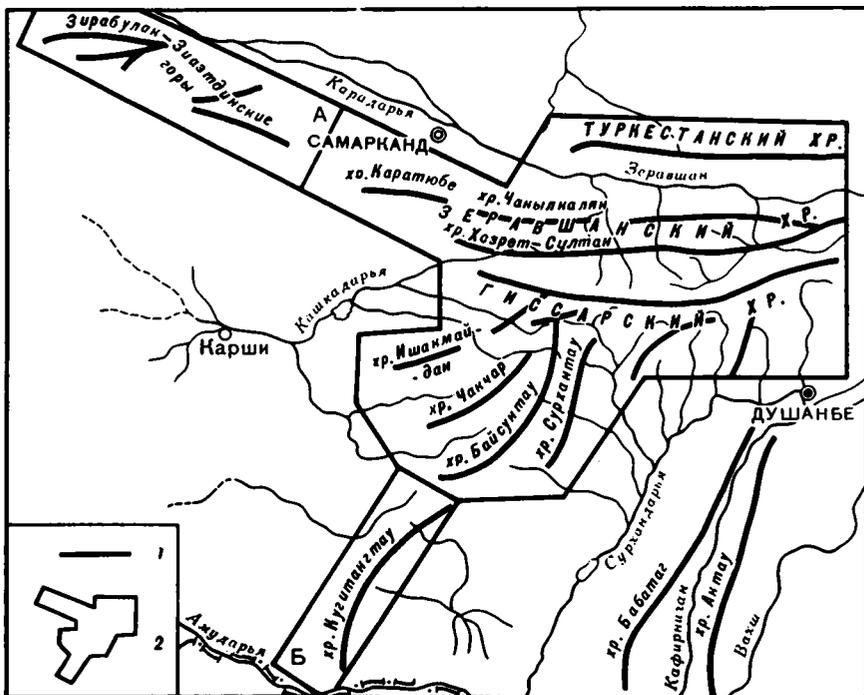


Рис. 1. Орогидрографическая схема района работ

1 — осевые части хребтов; 2 — граница района работ. А и Б — врезки на рис. 2

фидно-флюоритовых и сурьмяно-ртутных месторождений, время образования которых в Тянь-Шане совпало со временем формирования предмезозойского пенеплена.

Автор выражает искреннюю благодарность А.В. Пейве, Н.А. Штрейсу, А.И. Суворову, Д.П. Резвому, К.Н. Кравченко, В.И. Макарову, В.П. Лозиеву за поддержку и ценные замечания, а также В.А. Шуваевой, А.Н. Скворцовой, В.А. Шугину, Н.А. Соколову и другим сотрудникам за большую помощь в работе.

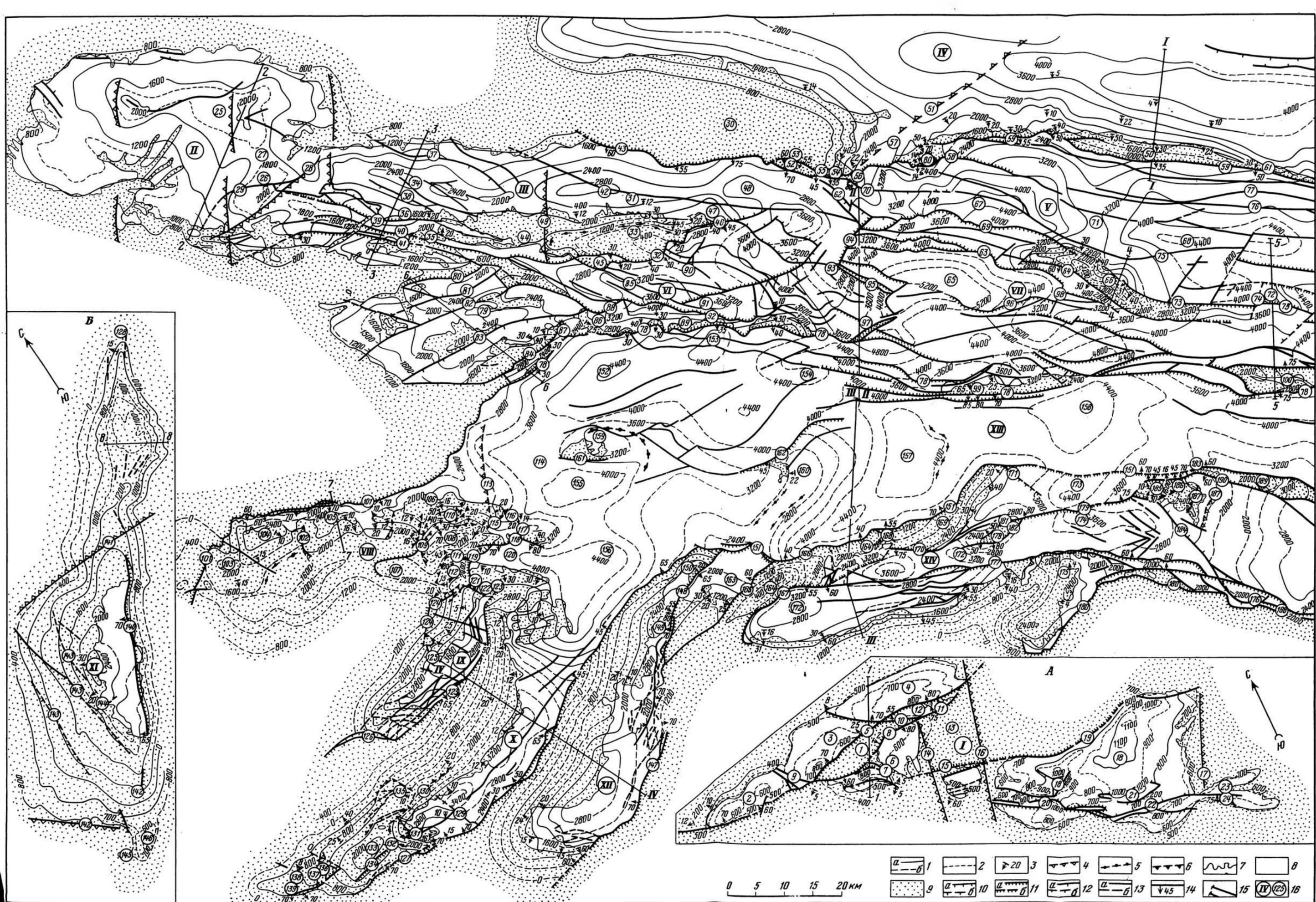


Рис. 2. Карта поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня
 Изолинии поверхности фундамента (в м): 1 — основные (а — достоверные, б — предполагаемые), 2 — дополнительные; 3 — углы наклона поверхности фундамента (в град.); перегибы поверхности фундамента (вершины треугольников направлены вниз по склону): 4 — выпуклые, 5 — вогнутые, 6 — флексуобразные; 7 — геологические границы; возраст пород: 8 — палеозойский, 9 — мезозойско-кайнозойский; тектонические разрывы, нарушающие

поверхность фундамента (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла; а — достоверные, б — предполагаемые): 10 — сбросы, 11 — взбросы и надвиги, 12 — неуставленного типа; 13 — тектонические разрывы, не нарушающие поверхность фундамента (а — достоверные, б — предполагаемые); 14 — углы падения разрывов (в град.); 15 — линии профилей (см. рис. 16, 17); 16 — римские цифры — номера участков, арабские — структур, описанных в тексте (гл. IV)

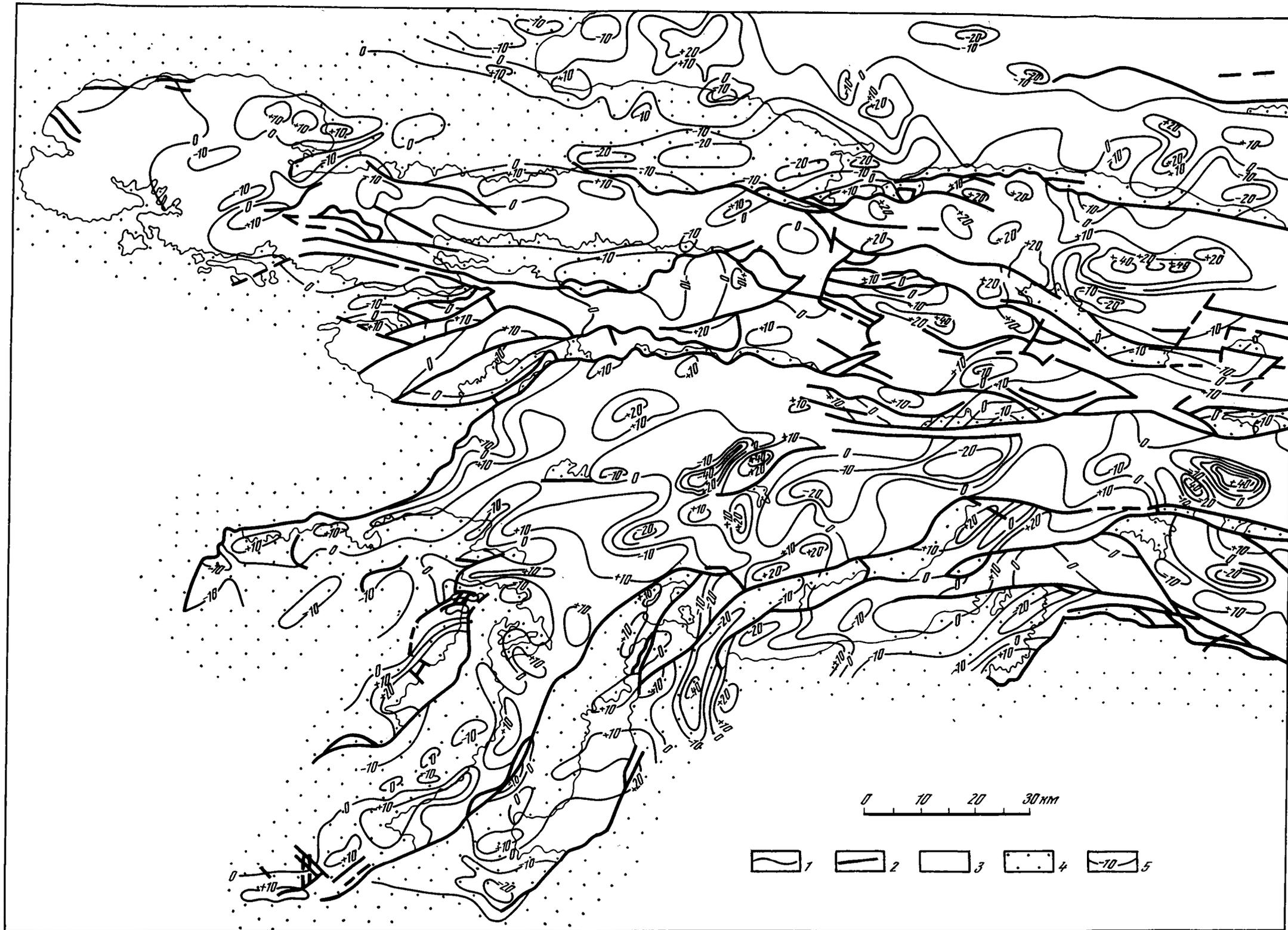


Рис. 15. Схема кривизны поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня (составлена по методике А.Г. Малюжинца)

1 – геологические границы; 2 – тектонические разрывы; возраст пород: 3 – палеозойский, 4 – мезозойско-кайнозойский; 5 – изолинии средней кривизны (в вертикальном и горизонтальном сечениях), $1 \cdot 10^{-3}$ км; О соответствует радиусу кривизны, равному ∞ , $\pm 10-100$ км, $\pm 20-50$ км, $\pm 40-25$ км

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА, ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ, РЕЛЬЕФ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

На территории Юго-Западного Тянь-Шаня на поверхность выходят породы преимущественно палеозойского, местами — протерозойского возраста. Они скрываются под сравнительно маломощными мезозойско-кайнозойскими осадками лишь во впадинах (Пенджикентской, Зеравшанской, Магианской, Искандеркульской, Фан-Ягнобской, Зеварской и др.), а также на южном склоне Гиссарского хребта. В Зирабулак-Зиаэтдинских горах и юго-западных отрогах Гиссарского хребта палеозойские и протерозойские отложения слагают ядра крупных поднятий, мезозойско-кайнозойские осадки залегают на их пологих крыльях и периклиналях.

В прилежащих пространствах молодой Туранской платформы палеозойские и протерозойские породы располагаются на значительной глубине и перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями большой мощности. Ареалы их распространения околтурены (рис. 3) по буровым и геофизическим данным (Обзорная геологическая карта..., 1964; Князев и др., 1967; Ахмеджанов и др., 1967; Фундамент, основные разломы..., 1970).

Весь комплекс распространенных в регионе отложений четко разделяется на два структурных этажа: нижний (палеозойско-протерозойский) и верхний (мезозойско-кайнозойский).

”Домезозойский комплекс повсюду дислоцирован, нередко интенсивно, пронизан мощными интрузиями и часто, особенно в нижних горизонтах, — метаморфизован” (Петрушевский, 1955, с. 30). Он представляет собой гетерогенный, местами кристаллический, относительно жесткий фундамент.

Мезозойско-кайнозойские отложения залегают с резким угловым несогласием на более древних. Они не метаморфизованы, дислоцированы намного слабее и представляют собой рыхлый осадочный чехол.

Каждый из структурных этажей в свою очередь может быть подразделен на два подэтажа: первый — на допалеозойский (с невыясненной тектонической обстановкой) и палеозойский (геосинклиальный); второй — на мезозойско-палеогеновый (платформенный) и олигоцен-четвертичный (орогенный).

В настоящей работе автор не останавливается на вопросах стратиграфии отложений, слагающих каждый из структурных этажей. Этому посвящены многочисленные фундаментальные исследования. Здесь приводятся лишь те сведения по стратиграфии, литологии и мощностям палеозойско-протерозойских и мезозойско-кайнозойских отложений, которые необходимы для обоснования методики построения карты поверхности палеозойского фундамента и понимания роли слагающих его пород в характере деформированности.

Одним из наиболее важных для построения карты является вопрос о границе фундамента и чехла. По нашему мнению, разрез отложений фундамента завершают породы верхней перми — нижнего триаса (ханакинская свита, имеющая небольшую мощность и представленная переслаиванием песчаников и конгломератов из плохо окатанных галек пермских эффузивов). Они распространены на небольшом участке южного склона Гиссарского хребта, в бассейне р. Ханака (Сикстель, 1960). На

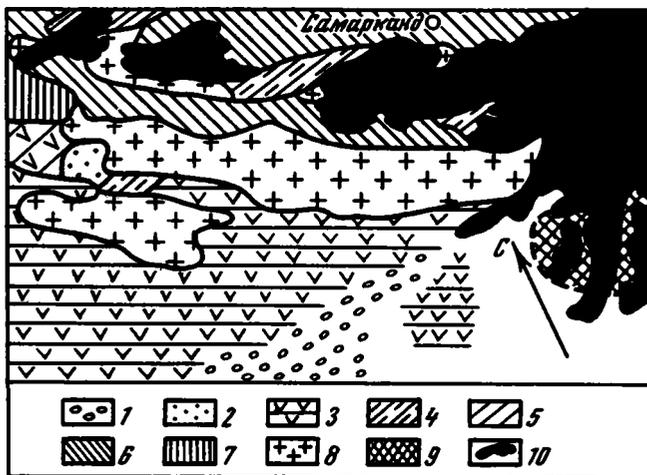


Рис. 3. Фрагмент схематической геологической карты Туранской плиты со снятием юрских и более молодых отложений (по В.С. Князеву и др., 1967)

Отложения: 1 — карбон-пермо-триасовые нерасчлененные, 2 — верхнепалеозойские молассовые, 3 — нижне- и среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные (кислые эффузивы и их туфы, полимиктовые песчаники), 4 — верхнесилурийско-девонские терригенно-карбонатные, 5 — верхнесилурийско-девонские вулканогенно-осадочные, 6 — нижнесилурийские песчано-сланцевые и флишоидные, 7 — позднедокембрийские метаморфизованные сланцево-вулканогенные, 8 — раннедокембрийские кристаллические сланцы, 9 — верхнегерцинские кислые интрузии (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты), 10 — палеозойско-протерозойские, выходящие на дневную поверхность

размытой выветрелой поверхности дислоцированных пород ханакинской свиты и других более древних толщ спорадически залегают маломощные угленосные отложения верхов верхнего триаса (рэт?) мощностью, как правило, не более 30—40 м, а в отдельных точках — до 65—70 м (Захаров, 1958). Последние везде тесно связаны с лежащими на них нижнеюрскими осадочными породами, с которыми они участвуют в единой складчатой структуре. Местами под угленосными отложениями (рэта?) залегают пестроцветные отложения верхнего триаса мощностью всего несколько метров. Отложения среднего триаса в пределах рассматриваемой территории отсутствуют, что свидетельствует о длительном перерыве в осадконакоплении. Все это позволяет считать пермо-триасовые отложения Юго-Западного Тянь-Шаня (ханакинскую свиту) породами фундамента¹, а верхнетриасовые отложения — уже породами чехла. Для рассматриваемого региона, где нет пермо-триасовых толщ большой мощности, как на юге и западе Туранской платформы, другие мнения маловероятны (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Вольвовский и др., 1966). Однако некоторые исследователи все же относят породы пермо-триаса к переходному промежуточному комплексу (Геологическое строение..., 1968) или даже к осадкам чехла (Таль-Вирский, 1964). В пределах прилежащих территорий эпигерцинской платформы, Бухарской и Чарджоуской ступеней Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, отложения пермо-триаса практически отсутствуют: они появляются южнее.

ПАЛЕЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

Расшифровке палеозойской структуры Юго-Западного Тянь-Шаня и прилежащих пространств посвящены многочисленные работы (Пейве, 1938, 1948; Н.М. Синицын, В.М. Синицын, 1958; Крестников, 1959, 1962; Кухтиков, 1968; Шульц (мл.), 1972 и др.).

¹ Для краткости автор условно называет фундамент палеозойским, хотя он включает в себя не только палеозойские породы, но также отложения пермо-триаса и протерозоя.

Северная часть рассматриваемой территории (Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты) является элементом Южно-Тяньшаньской (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963), или Гиссаро-Алайской палеозойской геосинклинали, представляющей часть более крупной Тяньшань-Куэньлуньской (Резвой, 1958а, 1960, 1972), или Алай-Кокшаальской (Геология СССР, т. XXIII, ч. 1, 1972) геосинклинальной системы. Она сложена мощными (более 20 км) геосинклинальными, а в верхах – орогенными формациями от кембрия до пермотриаса включительно, выходящими на поверхность или устанавливаемыми в пределах платформы по буровым и геофизическим данным.

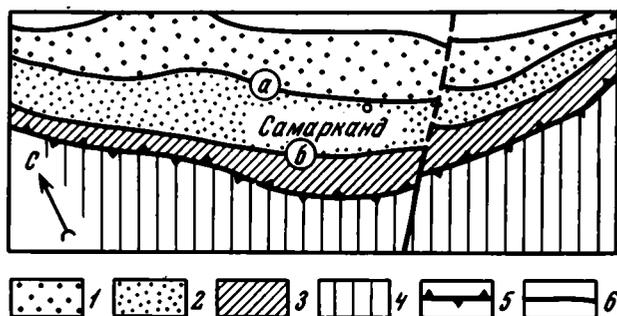


Рис. 4. Фрагмент схемы геологического районирования Узбекской ССР и прилегающих районов (домезозойские образования) (Геология СССР, т. XXIII, ч. 1, 1972)

Зоны: 1 – Туркестано-Зеравшанская, 2 – Зеравшано-Гиссарская, 3 – Южно-Гиссарская, 4 – Байсунская; глубинные разломы, являющиеся границами: 5 – складчатых систем (Южно-Гиссарский), 6 – структурно-фациальных зон (а – Зеравшанский, б – Гиссарский)

Юго-западные отроги Гиссарского хребта составляют часть Гиссаро-Дарвазского (Попов, 1964), Южно-Таджикского (Крестников, 1959) или Байсунского (Геология СССР, т. XXIII, ч. 1, 1972) срединного массива, протягивающегося в пределы Таджикской депрессии и значительной части Туранской платформы. В этих районах развиты прорванные гранитными интрузиями древние протерозойские метаморфические сланцы, на размытой поверхности которых с резким несогласием лежит сравнительно маломощный покров верхнепалеозойских образований.

Граница между Южно-Тяньшаньской палеозойской геосинклиналью и Байсунским срединным массивом проводится по Южно-Гиссарскому глубинному разлому, проходящему вдоль южного склона Гиссарского хребта (Суворов, 1963 и др.), по северо-восточным периклиналям поднятий юго-западных отрогов Гиссара (Покровский, 1963) и Бухарскому разлому в пределах эпигерцинской платформы (Геология СССР, т. XXIII, ч. 1, 1972).

Характерной чертой тектонического строения Юго-Западного Тянь-Шаня является зональность его палеозойской структуры, наиболее ярко проявляющаяся в закономерном размещении разновозрастных литологических комплексов горных пород. Впервые это явление было отмечено Д.В. Наливкиным (1926), а затем изучалось другими исследователями (Вонгаз, 1958а,б; Огнев, 1959; Виноградов, 1964). Закономерность проявляется в четкой линейности и субширотной вытянутости структурно-фациальных зон, отличающихся ярко выраженными специфическими особенностями палеозойского разреза, магнетизма и структуры (рис. 4; см. рис. 3).

Наиболее сложным и не нашедшим решения является вопрос о причинах этих различий. В настоящее время широко распространено представление о ведущей роли глубинных разломов, которые служат границами структурно-фациальных зон. О них много писалось в геологической литературе (Пейве, 1945; Зубцов, 1956; Резвой, 1958в; Суворов, 1963, 1968, 1969; Проблемы тектоники и магматизма..., 1973 и т.д.). Глубинные разломы характеризуются длительностью и многофазностью развития (независимо от процессов складчатости), значительной протяженностью (сотни километров) и большой глубиной заложения. Они контролируют

осадконакопление, проявление магматизма и формирование тектонических структур в пределах структурно-фациальных зон.

В то же время, особенно в последние годы, высказываются мысли о значительной роли шарьяжей. С этой позиции линейные зоны складчатых областей представляют собой нагромождение тектонических чешуй и пластин, лежащих друг на друге (Буртман, 1968; Буртман, Поршняков, 1972; Шульц (мл.), 1972 и др.). Складки и пакеты пластин, возникшие в эпоху шарьирования, в результате орогенного воздымания были интенсивно перематы и разбиты многочисленными разрывами, чем объясняется значительная сложность палеозойской структуры.

В Юго-Западном Тянь-Шане большинством исследователей выделяются Туркестано-Зеравшанская, Зеравшано-Гиссарская, Южно-Гиссарская и Байсунская структурно-фациальные зоны, границы которых уверенно прослеживаются в запад-северо-западном направлении в пределах эпигерцинской платформы, где каждой из них присуща (см. рис. 3.4) своя магнитная характеристика стратиграфического разреза и интрузивного комплекса пород (Борисов, Рыманов, 1960; Борисов, Федьинский, 1964; Таль-Вирский, 1964 и др.).

Туркестано-Зеравшанская структурно-фациальная зона заходит в пределы рассматриваемой территории лишь частично, занимая южный склон Туркестанского и нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребтов. От расположенной к югу Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны она отделена Зеравшанским глубинным разломом (Резвой, 1958а, 1965). Зона сформирована преимущественно флишoidalными отложениями нижнего силура, чередующимися с тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами. Лишь на периферических участках встречаются маломощные верхнесилурийские и нижнедевонские известняки, а также сланцы среднего девона и нижнего карбона. Отложения интенсивно дислоцированы, тем не менее разрывные нарушения имеют ограниченное распространение.

Зеравшано-Гиссарская структурно-фациальная зона охватывает Зеравшанский хребет (кроме подножия его северного склона), Зирабулак-Зиаэтдинские горы и нижнюю часть северного склона Гиссарского хребта. Ее северной границей является Зеравшанский глубинный разлом, а южной — Гиссарский (Овчинников, 1959), названный еще Арало-Гиссарским (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Резвой, 1965) или Северо-Гиссарским (Суворов, 1968). Отличительная особенность зоны — широкое распространение палеозойских пород почти всех возрастов (от ордовика до верхнего карбона включительно), состоящих из всевозможных литологических разновидностей. Отложения ордовика, силура и нижнего девона представлены терригенно-карбонатными, карбонатными и вулканогенными породами (алевролиты, песчаники, сланцы, гравелиты, доломиты, известняки, туфы и эффузивы) мощностью порядка 5700 м (Мартышев, 1956 и др.), а среднего девона — нижнего карбона — терригенными кремнистыми и карбонатными породами мощностью более 2000 м. Трансгрессивно залегающие на них отложения среднего и верхнего карбона образуют молассовидную конгломератово-песчаниковую пачку с прослоями известняков (1200 м). Встречаются гранодиоритовые интрузии. Пермские отложения отсутствуют (Рубанов, 1968). Герцинскими движениями здесь созданы сложные складчатые структуры, нарушенные густой сетью разломов различного характера. В большинстве случаев это надвиги, по которым пришли в соприкосновение разновозрастные толщи различного вещественного состава.

Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона занимает сводовую часть и южный склон Гиссарского хребта, протягиваясь в запад-северо-западном направлении в пределы Бухарской ступени эпигерцинской платформы. Южной ее границей является Южно-Гиссарский глубинный разлом и его западное продолжение — Бухарский. Зона характеризуется мощным развитием интрузивного магматизма и подчиненным значением осадочных образований. Тем не менее здесь установлены кембрийские кристаллические и филлитовые сланцы и мраморизованные известняки (до 1000 м), мелкообломочные породы ордовика и силура (2500 м) и нижне-среднедевонские известняки (700–800 м). Каменноугольные отложения представлены вулканогенно-терригенными толщами колоссальной мощности (примерно 10 000 м), сложенными сланцами, порфиритами, мраморами, амфиболитами, ту-

фами, диабазами, флишоидными породами и т.п. (Рубанов, 1968). Разрез венчают нижнепермские кислые эффузивы и пермо-триасовая толща. В результате герцинского тектогенеза здесь образовался ряд сложных складок субширотного простирания, обычно несколько опрокинутых к югу и нарушенных несколькими крупными продольными разрывами.

Байсунская структурно-фациальная зона располагается в пределах древнего срединного массива, служившего в течение кембрия – девона областью сноса для находящейся севернее Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Наиболее древними палеозойскими породами, лежащими на размытой поверхности метаморфизованного протерозойского комплекса, являются здесь вулканогенно-осадочные образования нижнего карбона. Отложения среднего карбона представлены эффузивами, а верхнего – флишоидной формацией (Покровский, 1963). В раннепермское время происходили излияния основных лав, а в пермотриасе имело место накопление континентальных молассовых толщ небольшой мощности (Рубанов, 1968). Отличительной чертой герцинской складчатости этой зоны является ее слабая интенсивность: широкое развитие брахиформных структур с незначительной ундулирующей шарниров и т.д. (Славин, 1958). Разрывы, осложняющие складки, в большинстве случаев представляют собой межпластовые срывы различных размеров. По-видимому, это связано с ограниченной возможностью роста складок в глубину из-за "жесткости" протерозойского основания (Лапидус, 1964).

В Байсунской структурно-фациальной зоне, по аэромагнитным данным, выделяется ряд подзон, ориентированных на востоке субширотно, а на западе – в запад-северо-западном направлении. Позитивные подзоны имеют нулевые и отрицательные значения магнитных аномалий, а негативные – положительные. По мнению Л.Б. Вонгаза и А.Б. Когана (1964), они характеризуют различное геологическое строение: позитивным подзонам соответствуют герцинские геодантиклинали, а негативным – разделяющие их прогибы (рис. 5).

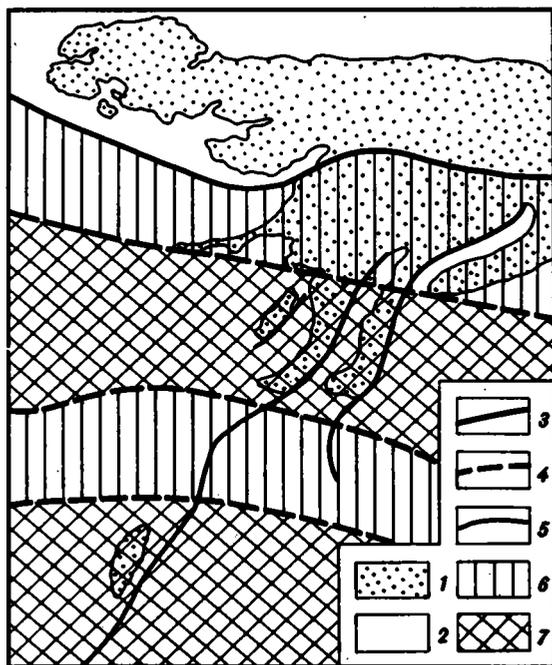


Рис. 5. Схема герцинских структур фундамента юго-западных отрогов Гиссарского хребта, по данным магнитометрических съемок (составил Л.Б. Вонгаз)

1 – выходы палеозойских пород на поверхность; 2 – мезозойско-кайнозойские породы; 3 – глубинные разломы; 4 – предполагаемые глубинные разломы, разделяющие тектонические подзоны; 5 – разрывы; 6 – геодантиклинали; 7 – геосинклинали

Таким образом, из изложенного выше видно, что каждая структурно-фациальная зона обладает не только своим "набором" литологических разностей палеозойских пород, но и специфической герцинской структурой, что выражается прежде всего в различной степени их тектонической раздробленности.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Консолидация палеозойских пород произошла в результате герцинского тектогенеза. Одни исследователи считают, что на большей части рассматриваемой территории возникла горная страна, которая к концу верхнего палеозоя была сnivelирована (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963), другие придерживаются мнения, что горных сооружений создано не было и что в результате последнего импульса восходящих герцинских движений была поднята уже денудированная ранее территория (Синицын, 1948; Крестников, 1962; Кухтиков, 1968). Так или иначе, но к началу мезозойского времени Юго-Западный Тянь-Шань представлял собой пологовсхолмленную континентальную равнину. Завершилось формирование палеозойского фундамента.

Мезозойско-палеогеновый этап

Мезозойское и палеогеновое время — качественно новый платформенный этап развития региона. Расшифровке его истории и структуры посвящено большое количество работ (Петрушевский, 1955; Резвой, 1958б; Рыжков, 1962; Крестников, 1961, 1962; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963).

В течение среднего и значительной части верхнего триаса на рассматриваемой территории осадки не отлагались¹. Это было время тектонического покоя, денудационного выравнивания и пенепленизации. Об этом свидетельствует развитие средне- и поздне триасовой коры выветривания мощностью до 80–100 м (Троицкий, 1967; Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968), которая повсеместно выходит на поверхность в эродированных горных районах и вскрывается бурением на "закрытой" территории. По мнению ряда исследователей, зональное строение коры свидетельствует о том, что почвообразовательные процессы происходили на пенеплене при почти полном отсутствии эрозии: ни размыв, ни переотложение терригенного материала не имели места (Балагурова и др., 1964; Конов, 1967). А.В. Курбатов и Л.И. Чударова в 1967 г. отмечали, что пенеплен располагался на высоте примерно 200 м над уровнем моря и что размах его рельефа (другими словами, первичной поверхности фундамента) не превышал 10–15 м. Это подтверждается данными геохимии коры выветривания и почвоведения.

В конце позднего триаса произошли некоторые тектонические подвижки и образование коры выветривания в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта прекратилось. В соседних районах условия сглаженного рельефа существовали и в раннеюрское время. В ряде мест процессы корообразования продолжались даже в среднеюрскую эпоху, однако площади их были уже значительно сокращены.

Отложения верхнего триаса маломощны (единицы и первые десятки метров), распространены спорадически и представлены исключительно континентальными образованиями (базальными мелкогалечными конгломератами или линзами бокситовых пород в основании, песчаниками, аргиллитами и алевролитами), что свидетельствует о слабой тектонической активности в этот период.

Выше по разрезу залегают континентальные угленосные (болотные), или песчано-глинистые (озерно-болотные), или гравелиново-песчаные (пролювиально-аллювиальные) отложения поздне триасового (рзт?) — среднеюрского времени. В пределах Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов они приурочены к зонам узких асимметричных линейно-вытянутых прогибов, образовавшихся вдоль глубинных швов, возникших еще в палеозое (Резвой, 1961). В юго-западных

¹ Напомним, что нижнетриасовые отложения образуют единую толщу с верхнепермскими осадками и относятся нами к фундаменту.

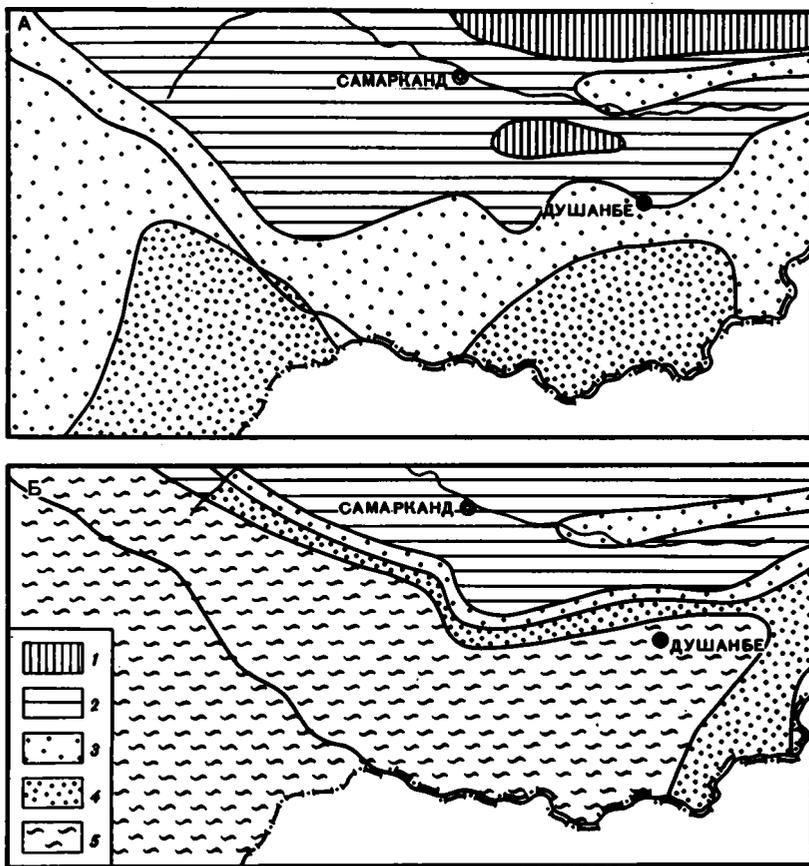


Рис. 6. Палеогеографические схемы ранне-(А) и позднечуэюрских (Б) эпох (по Ю.В. Станкевичу, 1963)

Области размыва: 1 — среднегорья, 2 — низкогорья и пенепплен; 3 — аллювиальные равнины; море, где отлагались преимущественно: 4 — терригенные осадки, 5 — карбонатные осадки

отрогах Гиссарского хребта залегание носило, по-видимому, плащеобразный характер. Мощность этих отложений колеблется в широких пределах: от первых десятков метров на севере до 100–150 м на южном склоне Гиссарского хребта, его юго-западных отрогах и в Зеравшанской депрессии. В двух местах (перевал Тавасанг и Фан-Ягнобская депрессия) отмечена исключительно большая мощность нижне-среднеюрских отложений — 800 и 1100 м. Это свидетельствует об усилении тектонической активности, которая привела к дифференциации территории на области прогибания и области поднятия. По мнению Ю.В. Станкевича (1963), первые были выражены в рельефе низменными равнинами, вторые — невысокими возвышенностями (рис. 6)¹.

В областях прогибания поверхность палеозойского фундамента оказалась "законсервированной" благодаря отложившимся на ней осадкам. Среди поднятий, не покрытых отложениями чехла, В.И. Троицкий (1967) выделяет невысокие слабо расчлененные возвышенности, где преобладали процессы выветривания, и возвышенности, где господствовали эрозивно-аккумулятивные процессы. По его данным, высота отдельных из них достигала 200 м и только в единичных случаях могла быть 500-метровой. Региональная цикличность байосского разреза, выявленная В.С. Лучниковым (1968), свидетельствует, по его мнению, о единстве тектонического режима региона на этом отрезке времени. Поэтому не исключено,

¹ В других районах Средней Азии в это время рельеф, по-видимому, был более расчлененным (Ферганский хребт и др.).

что приведенные выше максимальные величины размаха ниже- и среднеюрского рельефа несколько завышены.

Слабая расчлененность и небольшие превышения рельефа западной части Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов в ранне-среднеюрское время подтверждаются также озерно-болотным происхождением, тонким составом и угленосностью отложений большой мощности в глубоко прогнутых депрессиях. Последние углублялись постепенно, заполняясь осадками в условиях небольших относительных превышений окружающих пространств (Богданова, 1972). Еще С.И. Клуников (Геология Узбекской ССР, т. II, 1937) обратил внимание на то, что эти депрессии приурочены исключительно к областям развития палеозойских сланцевых толщ. Возможно, что прогибание таких пластичных пород было более интенсивным. В.И. Троицкий (1967) отмечал, что бассейны лимнического типа, выполненные континентальными осадками со значительным количеством углей, могут рассматриваться как компенсированные прогибы.

О значительной выровненности палеорельефа свидетельствует тот факт, что мощные ниже- и среднеюрские осадки Таджикской депрессии снесены не с Зеравшано-Гиссарской возвышенности. Это доказывается резким различием минеральных ассоциаций в отложениях депрессии и ее северного борта. Таджикская депрессия выполнялась осадками нижней и средней юры, принесенными крупными реками из далеких восточных и юго-восточных горных сооружений (Троицкий, 1967).

Таким образом, тектонические движения Юго-Западного Тянь-Шаня раннеюрского времени носили платформенный характер и, по-видимому, привели к образованию системы пологих широких ступеней, ограниченных крупными разломами, вдоль которых закладывались впадины, прогибавшиеся на разную глубину в условиях слаборасчлененного, сравнительно выровненного рельефа.

В верхнеюрскую эпоху в пределы юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта трансгрессировало море (рис. 6). Зирабулак-Зиаздинское поднятие и западная часть Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов представляли собой сушу, где осадконакопление отсутствовало. В море отлагались преимущественно карбонатные породы, мощность которых изменяется с севера на юг от 150 до 500 м, и гипсоносные осадки мощностью от 50—80 до 200 м. Увеличение мощности происходит скачком по линии Сурхантау — Яккобаг, что позволяет предположить существование Южно-Гиссарского глубинного разлома уже в период позднеюрского осадконакопления. Глубина морского бассейна со временем увеличивалась; это обусловило постепенный переход снизу вверх по разрезу от прибрежно-морских фаций к образованиям открытого моря. Тонкий мономинеральный состав и хорошая сортировка материала прибрежно-морских осадков (континентальные мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, мелководноморские песчаники и алевролиты с прослоями известняков, мергели и глины), а также широкое развитие хемогенных и биогенных известняков фации открытого моря, "не засоренных" терригенными примесями в непосредственной близости от береговой линии, дают основание для вывода о "предельной выровненности" Зеравшано-Гиссарской суши (Троицкий, 1967), что подтверждается наличием оксфордских бокситовидных отложений, залегающих в районе перевала Тамшуш непосредственно на гранитах Гиссарского батолита (Геология СССР, т. XXIII, ч. 1, 1972).

В намечившемся юрском рельефе нетрудно увидеть некоторые черты сходства, сближающие его с современной тектонической структурой региона. Имеется в виду пространственное расположение приподнятых и опущенных областей (Станкевич, 1963 и др.).

В конце верхней юры морской бассейн уступил место "лагуне", а на границе позднеюрского и раннемелового времени произошли поднятия, благодаря которым началось накопление нижнемеловых субаэральных толщ аллювиально-пролювиального происхождения (Джалилов и др., 1971). Они отлагались в пологих понижениях и впадинах, частично унаследованных с юрского времени, и представлены красноцветными мелкогалечными конгломератами в основании и песчаниками и глинами в остальной части разреза. Мощность их колеблется от 60 до 200 м в преде-

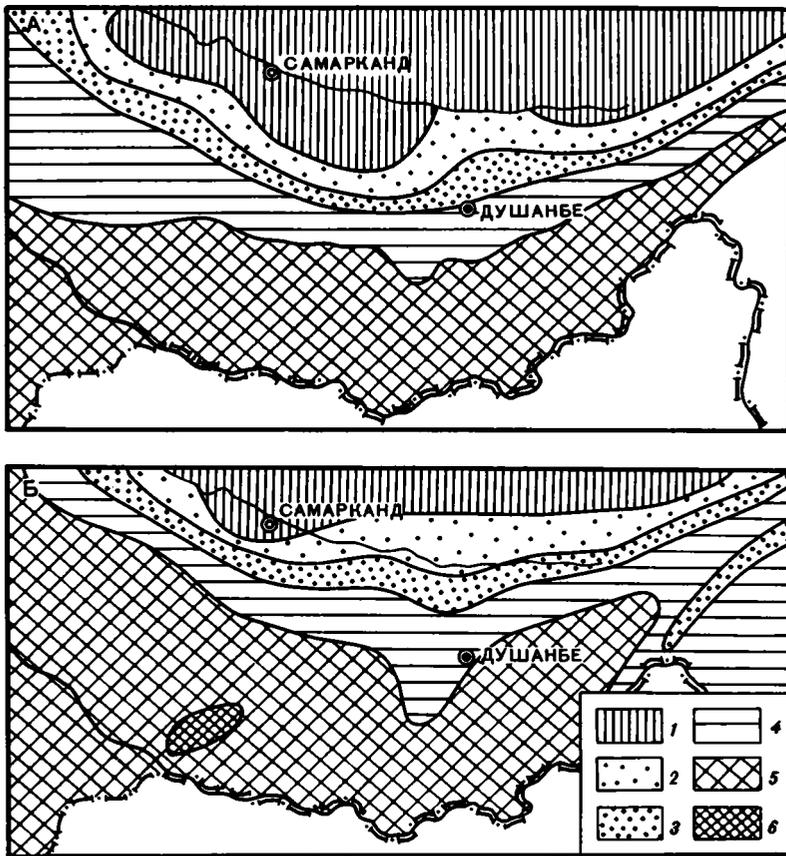


Рис. 7. Палеогеографические схемы ранне-(А) и поздне- (Б) эпохи (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968)

1 — область поднятия — чередование поднятий и впадин амплитудой не более 200 м; область прогибания — глубина впадин, м: 2 — от 0 до -200; 3 — от -200 до -400, 4 — от -400 до -800, 5 — свыше -800, 6 — свыше -1500.

лах Зеравшанского и Гиссарского хребтов и достигает 450 м¹ в юго-западных отрогах. Нижнемеловые отложения либо связаны постепенным переходом с гипсовой толщей верхней юры, либо залегают с перерывом (без видимого углового несогласия) на породах ниже- и среднеюрского возраста, либо ложатся с разрывом непосредственно на палеозойский фундамент.

В раннемеловую эпоху рельеф (рис. 7) имел вид пологоволнистой равнины (Резвой, 1961; Бабаев, 1969), что определяется характером налегания нижнемеловых красноцветов на палеозойские породы (на правобережье р. Кафирниган автором зафиксированы колебания высот поверхности фундамента не более 50 м). Линейно-вытянутые Туркестанское, Зеравшанское и Гиссарское поднятия раннемелового времени представляли собой пологие антеклизы и явились прообразом созданных позже новейших складок основания (Чедия, 1972).

В поздне- меловое время в пределы рассматриваемой территории постепенно трансгрессировало море (рис. 7). Началось накопление известняково-песчанистых и глинистых осадков, сланцев и ракушечников. Мощность отложений изменяется от 400–500 м на южном склоне Туркестанского хребта и в пределах Зеравшанского и Гиссарского хребтов до 1000–1500 м в юго-западных отрогах и на прилегающих территориях. Пологохолмистый рельеф палеозойского фундамента раннемелового

¹ Последняя цифра относится к нижним горизонтам нижнего мела, так как на территории юго-западных отрогов во второй половине раннего мела уже имела место трансгрессия моря, что привело к отложению еще ~500 м осадков.

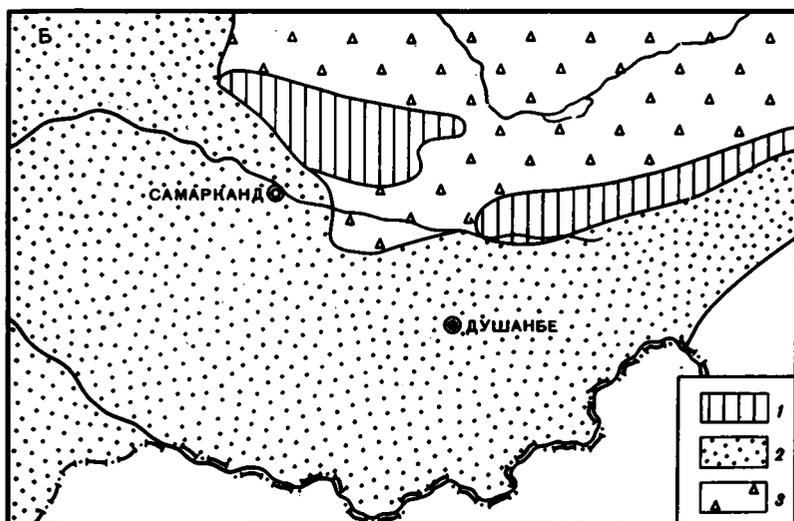
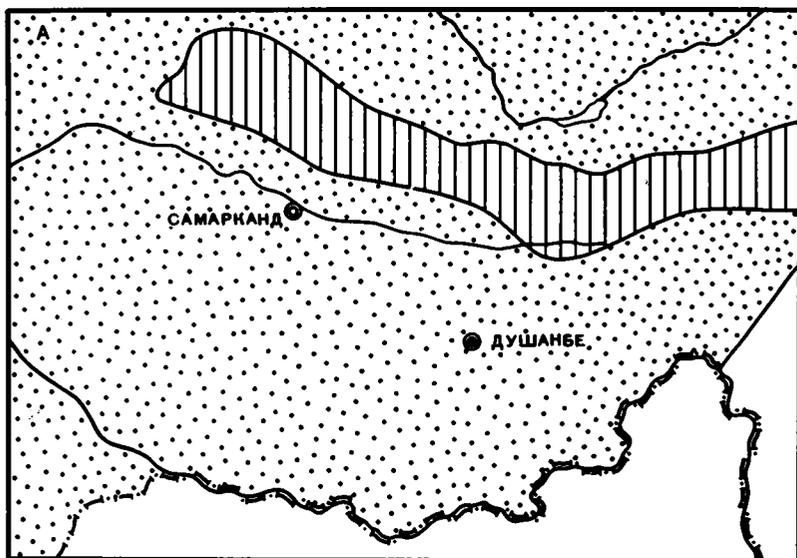


Рис. 8. Палеогеографические схемы палеоцена-раннего эоцена (А) и среднего-позднего эоцена (Б) (Палеоген Восточного Узбекистана, 1971)

1 – денудационные всхолмленные равнины; 2 – море; 3 – подводная отшель

времени там, где он не был перекрыт юрскими и нижнемеловыми отложениями, превратился в морское дно, процесс его плоскостной денудации закончился.

В конце верхнего мела море регрессировало, в остаточных лагунах накапливались гипсы с прослоями доломитизированных известняков мощностью около 100 м.

Начало палеогена ознаменовалось новой морской трансгрессией (рис. 8). На гипсоносную свиту верхнего мела согласно легли морские палеогеновые (доолигоценные) отложения, состоящие преимущественно из известняков и песчаных глин с мергелями. Мощность их колеблется от 150–200 м в центральной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов до 200–300 м на южном склоне Гиссарского хребта и 400 м в пределах его юго-западных отрогов (Палеоген Восточного Узбекистана, 1971). Разрез морских палеогеновых осадков отличается удивительным постоянством и выдержанностью на значительной территории Средней Азии, свидетельствуя об одинаково спокойной в этот период тектонической обстановке

на больших площадях. Тем не менее постепенное и закономерное уменьшение мощности и изменение фаций этих отложений поперек Гиссарского и Зеравшанского хребтов, зафиксированное С.И. Клуниковым (Геология Узбекской ССР, т. II, 1937), Б.А. Петрушевским (1955) и другими исследователями, говорят о развитии в это время структур, заложившихся на более ранних стадиях платформенного этапа и предопределивших план новейшей тектоники, т.е. как бы "указавших" место и тенденцию либо к поднятию и созданию антиклинальных новейших форм, либо к опусканию (Шульц, 1950).

В раннем олигоцене море отступило, его дно превратилось в наземную равнину. Этот момент был переломным в геотектоническом режиме: завершился платформенный этап развития для значительной части рассматриваемой территории, длившийся со среднего триаса до раннего олигоцена включительно. Ему были присущи в общем относительно небольшие по амплитудам и сравнительно слабые дифференцированные тектонические движения типично платформенного характера (Резвой, 1958б, 1960; Крестников, 1962; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963 и др.). Рельеф поверхности палеозойского фундамента в областях, где он не был перекрыт отложениями платформенного чехла, оставался низменным и полого выровненным.

Неоген-четвертичный этап

В конце олигоцена – начале миоцена Юго-Западный Тянь-Шань вступает в новый, орогенный этап развития, результатом которого явилось создание в неоген-четвертичное время мощнейших горных систем и глубочайших депрессий эпиплатформенной орогенической области (Шульц, 1940, 1948а,б; Костенко, 1964 и др.). Общий размах неоген-четвертичных движений в Тянь-Шане достиг 16–18 км.

Зарождение поднятий горного сооружения Юго-Западного Тянь-Шаня началось в конце олигоцена – начале миоцена. В этот период на месте пологого выровненного рельефа образовались невысокие горы (рис. 9). В поднимающихся участках начался размыв, в опускающихся – осадконакопление. В наиболее приподнятых областях поверхность палеозойского фундамента стала "откапываться" из-под отложений мезозойско-палеогенового чехла (Синицын Н.М., 1948, 1951; Костенко, 1970а, 1971 и др.). По мнению Е.Я. Ранцман, Н.М. Богдановой и Е.А. Финько

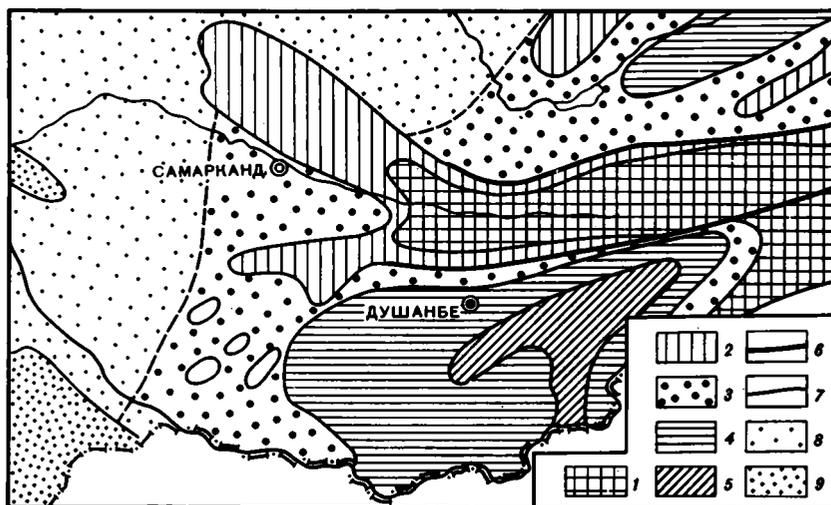


Рис. 9. Палеогеографическая схема позднего олигоцена – начала среднего миоцена (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968)

Эпиплатформенная орогеническая область. Районы поднятий – чередование поднятий и впадин амплитудой: 1 – до 1000 м, 2 – до 500 м; районы прогибаний – глубина впадин, м: 3 – от 0 до –500, 4 – от –500 до –1000, 5 – больше –1000; 6 – тектонические разрывы; 7 – контуры зон различного тектонического режима. Эпигерцинская платформа. Районы прогибаний – глубина впадин, м: 8 – от 0 до –200, 9 – больше –200

(1966), эрозионное расчленение рельефа в этот период не превышало 100–200 м. Кое-где в понижениях на поверхность фундамента легли маломощные тонкие молассовые отложения. В результате сформировался структурно-тектонический низкогорный рельеф с широкими продольными речными долинами и разделяющими их уплощенными водоразделами (Костенко, 1958). Реликтовые формы этого древнего для орогенной стадии рельефа образуют сейчас верхний ярус ступеней в современных горных системах Тянь-Шаня (рис. 10).

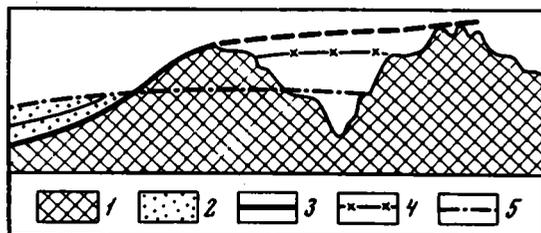


Рис. 10. Принципиальная схема ярусности рельефа среднеазиатских гор (по О.К. Чедия, 1972)

Породы: 1 – палеозойского фундамента, 2 – мезозойско-кайнозойского чехла; 3 – доорогенный (предмезозойский) пенеплен; орогенные поверхности выравнивания: 4 – олигоцен-миоценовая, 5 – нижнечетвертичная

В плиоцене – плейстоцене развитие рельефа происходило в условиях продолжающейся тектонической активности, которая значительно усилилась в период позднего плиоцена – раннего плейстоцена и особенно – позднего плейстоцена. Именно на этом последнем, наиболее интенсивном этапе орогенного развития сформировались высочайшие горные хребты и глубокие впадины, отложились грубые молассы – тяньшаньский орогенный комплекс, по С.С. Шульцу (Несмеянов, 1969; Богданова, 1972). Поверхность палеозойского фундамента претерпела интенсивные деформации: была изогнута, разбита системами разрывов, высоко приподнята в одних и опущена в других областях. Сформировались складки основания¹ большого радиуса кривизны, совместно с которыми деформировался и осадочный чехол (Арган, 1935; Шульц, 1948а; Костенко, 1970а, 1972).

Все это привело к интенсивному расчленению горной системы Юго-Западного Тянь-Шаня глубокими эрозионными врезами, которые пропилили осадки чехла и породы фундамента, широко обнажив в горах контакты этих двух структурных этажей. Пологий низкогорный верхнеолигоценый – нижнемиоценовый рельеф дополнили V-образные ущелья, образовав второй нижний ярус рельефа, который может быть подразделен (рис. 10) на более мелкие этажи, соответствующие отдельным этапам врезания (Костенко, 1958; Чедия, 1972).

На территории, прилегающей с запада, новейшие движения проявили себя совершенно иначе: эпигерцинская платформа, сформированная на мезозойско-палеогеновом этапе развития, осталась равниной и в период интенсивных неоген-четвертичных тектонических деформаций. Отложения этого времени мощностью в первые сотни метров распределились сравнительно равномерно. Максимальное прогибание происходило на юге, воздымание – в пределах горных отрогов Юго-Западного Тянь-Шаня (в Зирабулак-Зиятдинских горах и др.). Неоген-четвертичные движения усложнили поверхность палеозойского фундамента, появились новые продольные и поперечные разломы, по которым поднимались и опускались отдельные участки или блоки, что нашло отражение в деформациях осадочного чехла (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963).

Границей между эпиплатформенной орогенической областью и эпигерцинской платформой, по мнению большинства исследователей, следует считать Западно-Тяньшаньский поперечный глубинный шов, протягивающийся в направлении с юго-

¹ Здесь и далее термин "складки основания" употребляется в понимании Э. Аргана и С.С. Шульца, т.е. подразумевается не внутренняя структура палеозойского фундамента, а изгибы его поверхности.

запада на северо-восток вдоль юго-западных отрогов Гиссарского хребта через западное окончание Зеравшанского хребта к Чаткальскому хребту (Таль-Вирский, 1964; Борисов, 1962; Резвой, 1962). По этому шву, хорошо выраженному геологически и геоморфологически, наблюдается резкое ослабление размаха неоген-четвертичных движений (от 5–15 до 0,5–1,5 км), здесь же проходит граница сейсмоактивных районов Тянь-Шаня с асейсмичными областями платформы, расположена гравитационная ступень и т.д. (Попов, Резанов, 1955; Вольвовский и др., 1966). Западно-Тяньшаньский поперечный глубинный шов приурочен к зоне резкого перегиба в плане глубинных догерцинских структур орогена (Пейве, 1947) и изменения простирания как современных тектонических структур, так и палеозойских структурно-фациальных зон с субширотного на запад-северо-западное.

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА

Своеобразие неотектонического развития, заключающееся в чрезвычайно быстрой и интенсивной орогенной активизации выровненных платформенных пространств, привело к тому, что сформировавшийся рельеф Тянь-Шаня в значительной степени является тектоническим (Шульц, 1948а,б; Костенко, 1959, 1961). В большинстве случаев поднятия нашли прямое отражение в рельефе в виде хребтов, а прогибы — в виде впадин. Иногда, скорее в порядке исключения, наблюдается неточное совпадение границ тектонических структур с орогидрографическими элементами из-за влияния современных движений, которые приводят к поперечному "перекосу" речных долин и смещению современных русел по отношению к осевой линии впадин. Примером может служить долина р. Зеравшан, которая на ряде участков врезается в палеозойские породы подножия южного склона Туркестанского хребта, а расположенный рядом юрско-меловой прогиб вовлечен в поднятие северного склона Зеравшанского хребта (Чедия, Брусничкина, 1965 и др.).

Субширотное простирание в пределах рассматриваемой территории имеют Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты (поднятия). Они снижаются с востока на запад от 4000–5500 до 1000–2000 и 200–300 м в пределах Зирабулак-Зиаэтдинских гор. Юго-западные отроги Гиссарского хребта протягиваются в северо-восточном направлении, снижаясь на юго-запад от 4200 до 500–600 м. Они состоят из отдельных горных гряд: Чакчар, Байсунтау, Сурхантау, Кугитангтау.

Интенсивные тектонические поднятия и преобладание глубинной эрозии создали условия, благоприятные для сохранности в современном рельефе Юго-Западного Тянь-Шаня фрагментов древней предмезозойской поверхности выравнивания, располагающихся сейчас на разных гипсометрических отметках (Резвой, 1953, 1955; Юрьев, 1967 и др.); верхний предел их распространения равен примерно 4000 м. Как исключение отдельные останцы предмезозойской поверхности выравнивания встречаются и на больших высотах. Достоверность их в большинстве случаев доказывается нахождением в непосредственной близости контактов палеозойских пород с мезозойско-кайнозойскими отложениями (рис. 11)¹. На деформированную или наклонную поверхность фундамента ложатся то юрские, то меловые, то олигоцен-миоценовые отложения. Это повлекло за собой разногласия в вопросе о возрасте останцов поверхности выравнивания. Одни считают их реликтами верхнепалеозойской денудационной поверхности, другие — фрагментами предюрского пенеплена, третьи — останцами предорогенной верхнемезозойской поверхности выравнивания. Но разный возраст осадков, лежащих на древних денудационных поверхностях, объясняется длительностью формирования поверхности выравнивания (Шульц, 1948а). Образовавшись в конце палеозойского времени, т.е. в предмезозойскую эпоху, эта поверхность сохранялась и "доводилась" в условиях континентального режима мезозойско-палеогенового платформенного этапа развития (Чедия, 1972) и "откапывалась" из-под морских и континентальных мезозой-

¹ Все фотографии в работе сделаны автором.

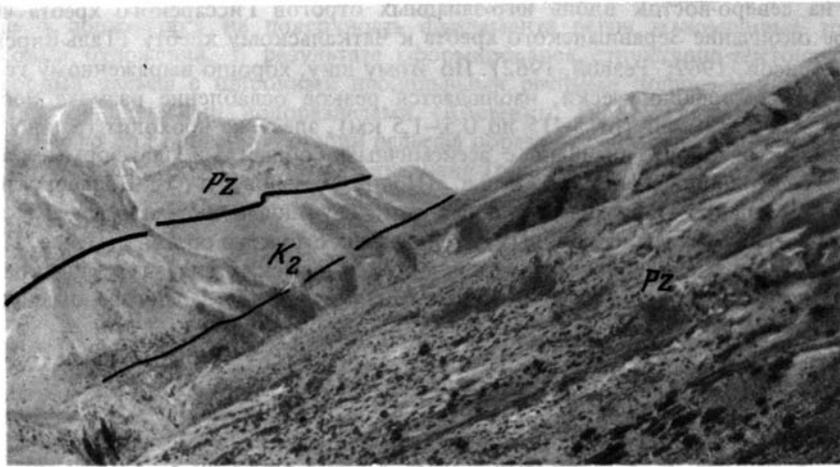


Рис. 11. Наклоненный останец предмезозойской поверхности выравнивания с лежащими на нем верхнемеловыми отложениями, на которые по Гиссарскому разлому надвинуты палеозойские породы

ских осадков в начале орогенного этапа (Синицын, 1948). Только интенсивные тектонические движения позднего плиоцена — раннего плейстоцена обусловили смену площадного выравнивания линейным расчленением растущих возвышенностей (Костенко и др., 1969; Шульц (мл.), Горянин, 1970 и др.).

Из-за преобладания в этот период процессов глубинной эрозии денудация на водораздельных пространствах была ничтожно малой. Существующие условия оказались крайне благоприятными для сохранения в горах элементов древнего рельефа (Горелов, 1973; Макаров и др., 1973).

Особенно хорошей сохранностью отличаются останцы предмезозойской поверхности выравнивания вблизи контактов мезозойско-кайнозойских осадков с палеозойскими породами. При малых углах наклона останцы хорошей сохранности встречаются и вдалеке от контактов (особенно на устойчивых к размыву породах), часто со следами делювия мезозойских осадков. Имеются примеры бронированных поверхностей выравнивания. На менее устойчивых породах останцы предмезозойского пенепплена расчленены эрозионными бороздами глубиной в первые десятки метров. При больших наклонах (особенно на неустойчивых к размыву породах) фрагменты древнего рельефа сохраняются в виде узких извилистых полос, разделенных промоинами, саями, небольшими долинками.

Выше 4000 м реликты предмезозойской поверхности выравнивания в Юго-Западном Тянь-Шане встречаются очень редко. Это область развития типично альпийского рельефа. Особенностью его является единый гипсометрический уровень вершин и пиков хребтов, который образуется обычно при расчленении быстро поднятых на большую высоту древних пенеппенизированных пространств (Пенк, 1961).

Современное положение фрагментов предмезозойской поверхности выравнивания, единый уровень вершин и пиков хребтов, с одной стороны, обнаженные контакты отложений чехла с палеозойскими породами и характер их залегания на поверхности фундамента — с другой, дают возможность получить представление о суммарных тектонических деформациях мезозойского и кайнозойского времени (Синицын, 1948; Резвой, 1953, 1955; Лукина, 1966, 1971; Чедия, 1971–1972, 1972 и др.).

ИЗУЧЕННОСТЬ ПОВЕРХНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Наиболее полное представление о деформациях поверхности палеозойского фундамента дают построенные в изолиниях структурные карты ее современного положения.

Существующие мелкомасштабные карты — Тектоническая карта запада Средней Азии (1964, 1968) под редакцией Г.Х. Дикенштейна, Карта поверхности палеозойского фундамента восточной части Средней Азии, составленная Н.В. Лукиной, И.Г. Симбиревой и Д.А. Казимировым в 1965 г., Гипсометрическая схема реконструкции палеозойского фундамента центральной части Средней Азии, составленная в 1966 г. под редакцией Д.П. Резвого, — характеризуют общие черты деформированности поверхности фундамента региона.

Из крупномасштабных карт следует отметить Карту поверхности палеозойского фундамента Ферганской депрессии и ее горного обрамления, составленную автором совместно с Д.А. Казимировым в 1962 г. (Казимиров и др., 1964; Казимиров, Лукина, 1964, 1966); эта карта позволила выделить морфологические типы складок основания разных порядков и установить зависимость их от простираения и вещественного состава пород, слагающих фундамент. В 1964 г. В.М. Цейслером построена Схема гипсометрического положения поверхности палеозойского фундамента юго-западных отрогов Гиссарского хребта, отразившая блоковый характер тектоники этого участка. Р.Н. Сальниковой и А.И. Гилевой в 1967 г. завершена работа над Картой поверхности фундамента центральной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов, составленной в камеральных условиях по системе параллельных профилей, которая позволила установить глубину формирования ряда сурьмяно-ртутных и сульфидно-флюоритовых месторождений относительно поверхности предмезозойского пенеплена и дать прогноз их дальнейших поисков по картам глубин эрозионного среза современного положения поверхности фундамента. Это явилось принципиально новым шагом в изучении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, время образования которых совпадает со временем формирования пенеплена. Попытку реконструкции современного гипсометрического положения поверхности фундамента предпринял С.А. Несмеянов (1975), составив Карту покровных структур центральной части Западного Гиссаро-Алая. Она легла в основу схемы неоструктурного районирования этой территории и явилась определенным шагом в изучении характера деформаций поверхности фундамента.

Большое количество работ посвящено анализу структуры поверхности палеозойского фундамента прилежащих закрытых пространств молодой эпигерцинской платформы (Станкевич, 1963; Вольвовский и др., 1966; Князев, Чарыгин, 1966; Карта рельефа поверхности складчатого фундамента..., 1968 и др.). С расширением геофизических исследований детализация карт увеличивается. Наиболее подробными и объективными являются карты последних лет, среди которых особенно можно выделить Тектоническую карту Юга СССР (1975).

Значительную информацию о современном положении и структуре поверхности палеозойского фундамента дают также карты новейшей тектоники. Точность и объективность этой информации зависит от тех принципов, которые положены в

основу построения неотектонических карт. Если за исходную предороженную поверхность выравнивания повсеместно принималась поверхность предмезозойского пенеппена (Резвой, 1953; Чедия, 1963а), в депрессиях с амплитудами новейших движений суммировались и амплитуды движений мезозойско-палеогенового времени. Такие карты точнее было бы считать картами суммарных деформаций за мезозойское и кайнозойское время. Они фактически отражают современное положение поверхности палеозойского фундамента. Однако их называют неотектоническими, считая деформации мезозойско-палеогенового времени незначительными, образовавшимися в течение весьма спокойного в тектоническом отношении платформенного этапа развития. Если же за исходную предороженную поверхность принималась подошва неогеновых (или олигоценых) отложений (Гзовский и др., 1960; Карта неотектоники Юга СССР, 1971) и учитывалась мощность уничтоженной эрозией нижележащей толщи осадочного чехла в областях поднятий, то построенные карты отражали уже деформации только новейшего этапа развития без учета более ранних тектонических движений. Структура поверхности палеозойского фундамента имеет на таких картах неполное отражение благодаря ведущей роли неотектонических деформаций и унаследованному характеру их с мезозойского времени (Резвой, 1956).

Первые карты новейшей тектоники были мелкомасштабными. Рассматриваемый регион охвачен Картой новейшей тектоники СССР (1959) под редакцией Н.И. Николаева и С.С. Шульца, Картой новейших движений Средней Азии (Гзовский и др., 1960), а также картами вертикальных движений за неоген — антропоген для Юго-Западного Тянь-Шаня (Костенко, 1960) Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии (Костенко, 1961). На них изображены наиболее важные тектонические нарушения и основные изолинии неотектонических деформаций, которые дают представление о морфологии самых крупных структур.

Основные черты деформаций поверхности фундамента восточной части изученного района отражены на картах неотектоники Таджикистана О.К. Чедия и А.К. Трофимова (1968) и Юга СССР (1971) под редакцией Л.П. Полкановой. Конфигурация и пространственное расположение современных структурных форм поверхности фундамента и разрывов показаны на тектонических картах и схемах региона (Тектоническая карта запада Средней Азии, 1964, 1968; Бабаев, 1972). Западная часть Зеравшанского и Гиссарского хребтов представляет собой юго-западное окончание крупнейшего Туркестано-Алайского мегантиклинория, ограниченного на севере Ферганским, а на юге — Афгано-Таджикским мегасинклиналями. В свою очередь мегантиклинорий состоит из Туркестанской, Зеравшанской и Гиссарской мегантиклиналей и горст-мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссара. Иногда Зеравшанскую и Гиссарскую мегантиклинали объединяют в один Зеравшано-Гиссарский мегантиклинорий, отделенный на севере от Туркестанского Пенджикентской и Зеравшанской депрессиями (Резвой, 1965). Горст-мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссара образована несколькими крупными, осложненными надвигами, односторонними горст-антиклиналями, высоко поднятыми на северо-востоке и погружающимися на юго-западе, между которыми располагаются расширяющиеся в том же направлении грабен-синклинали.

Тектонические карты и схемы прилегающей территории эпигерцинской платформы отражают основную особенность ее строения — ступенчатое погружение поверхности фундамента с северо-востока на юго-запад (Таль-Вирский, 1964; Вольвовский и др., 1966 и др.). Наиболее приподнятая ступень — Кызылкумская зона поднятий — включает Зирабулак-Зиаэтинские горы и является северо-западным продолжением Зеравшанской мегантиклинали; здесь во многих местах палеозойский фундамент выходит на дневную поверхность. От расположенной южнее Бухарской ступени, где фундамент находится на глубинах от —500 до —2000 м, Кызылкумская ступень отделена Караиль-Искандерским и Зирабулак-Зиаэтинским разломами — западным продолжением Гиссарского глубинного разлома (западным продолжением Зеравшанского разлома является Предкызылкумский разлом). Бухарская ступень продолжается к западу Гиссарскую мегантиклиналь. От расположенной южнее третьей, Чарджоуской, ступени она отделена Бухарским разломом, который служит запад-

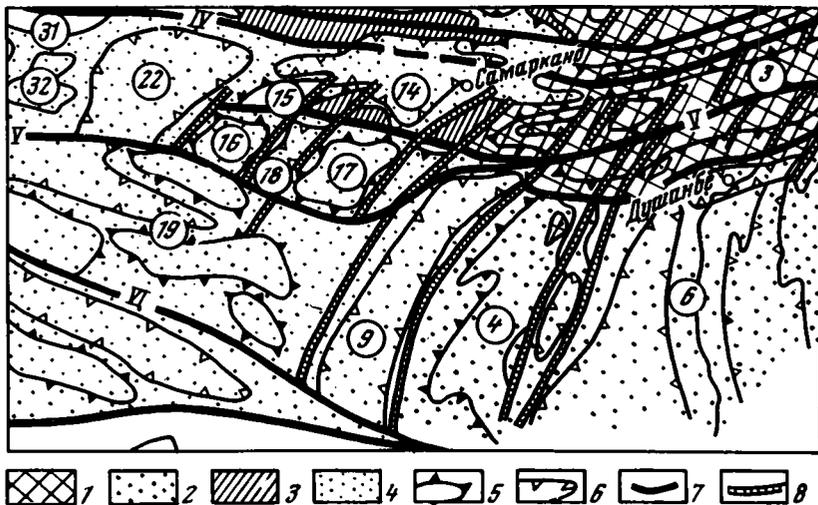


Рис. 12. Фрагмент схемы соотношения "тяньшаньских" и "антитяньшаньских" структурных элементов Средней Азии (Резвой, 1965)

Орогенная область Тянь-Шаня: 1 – выходы палеозойских образований, 2 – мезозойско-кайнозойский комплекс. Эпи палеозойская платформа: 3 – выходы палеозойских образований, 4 – мезозойско-кайнозойский комплекс. Структурные элементы: 5 – новейшие поднятия, 6 – новейшие впадины и прогибы, 7 – зоны разломов "тяньшаньского" направления, 8 – зоны разломов "антитяньшаньского" направления. Некоторые новейшие структуры (цифры на карте): 3 – Зеравшано-Гиссарская мегантиклиналь, 4 – горст-мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссара, 6 – Афгано-Таджикский мегасинклиорий, 9 – Бешкентский прогиб, 14 – Зеравшанская впадина, 15 – поднятие Зирабулак-Зиаэтдин, 16 – Каганское поднятие, 17 – Мубарекское поднятие, 18 – Ямбашинский прогиб, 22 – Рометанский прогиб, 31 – поднятие Кульджуктау, 32 – поднятие Газли. Важнейшие глубинные разломы: IV – Зеравшанский, V – Арало-Гиссарский, VI – Амударьинский

ным продолжением Южно-Тяньшаньского глубинного шва. Чарджуоская ступень размещается к западу от горст-мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Поверхность палеозойского фундамента в ее пределах залегает на глубине от –3000 до –4000 м. С юга она ограничена Амударьинским разломом, отделяющим ее от четвертой, еще более низкой, Багаджинской ступени.

Основные черты тектонического строения региона определяются субширотной и запад-северо-западной ("тяньшаньской") ориентировкой структурных форм I порядка, границами между которыми служат глубинные тектонические швы, унаследованные с герцинского времени. Они являются едиными структурными элементами для эпиплатформенного орогена и эпигерцинской платформы. Наряду с ними активную роль играют разрывы северо-восточного ("антитяньшаньского") простирания (Резвой, 1965). Пересечение структурных форм и разрывных нарушений этих двух направлений обуславливает (рис. 12) сложный характер деформированности поверхности фундамента.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ И АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТИ
ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

ПОСТРОЕНИЕ КАРТЫ

Задача исследований — выяснение характера тектонических деформаций поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня как результата суммарных мезозойско-палеогеновых платформенных и неоген-четвертичных орогенных тектонических движений — определила основной материал для анализа. Им явилась структурная карта региона, отражающая в изолиниях современное гипсометрическое положение предмезозойской поверхности выравнивания (см. рис. 2).

Впервые метод изолиний, передающих деформации денудационных поверхностей, был применен французскими геоморфологами Е. Мартонном и А. Мейнье в 30-х годах (De Martonne, 1936; Meunier, 1936). Основные же принципы построения такого рода карт для орогенической области Тянь-Шаня разработаны Д.П. Резвым (1953, 1955), Н.П. Костенко (1957, 1963) и О.К. Чедия (1963а). С разными модификациями они применялись и другими исследователями.

При составлении карты поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня мы исходили из того, что существовавший в конце палеозойского — начале мезозойского времени пенеплен был деформирован последующими тектоническими движениями: в меньшей степени — мезозойско-палеогеновыми платформенными и в более значительной — неоген-четвертичными орогенными. Таким образом, пенеплен явился начальным репером в оценке последующих тектонических деформаций.

Широко обнаженные в рельефе контакты мезозойско-кайнозойских осадков с палеозойскими породами, сохранившиеся останцы предмезозойской поверхности выравнивания, приподнятость пород фундамента до весьма значительных высот в областях поднятий и характер залегания отложений чехла определенной мощности в областях погружения позволяют реконструировать современное положение поверхности палеозойского фундамента довольно достоверно.

Для различных участков территории изолинии поверхности фундамента проводились автором различными методическими приемами. Наиболее верными являются изолинии в областях распространения обнаженных контактов мезозойско-кайнозойских отложений с палеозойскими породами. Эти контакты, как правило, наклоненные и прослеживаемые на больших расстояниях (рис. 13), картировались в полевых условиях на детальной топографической основе. По гипсометрическим отметкам контактов проводились изолинии поверхности фундамента с учетом рельефа и характера залегания отложений чехла.

В областях распространения мезозойско-кайнозойских отложений учитывались мощности последних, характер их изменения, морфология структур, образованных нижними маркирующими горизонтами, и т.д. Для территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где фундамент на значительных площадях погружен под отложения мезозойского и кайнозойского возраста, кроме этого использовались карты изопакит Е.М. Абетова, Л.Б. Вонгаза и В.А. Наумова (Абетов, 1965). Мощности соответствующих пачек отложений чехла вычитались

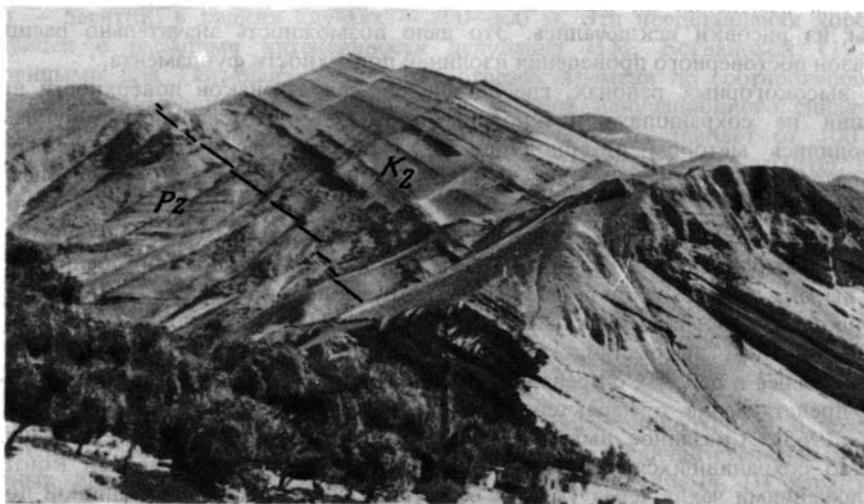


Рис. 13. Контакт отложений верхнемеловых пород с палеозойскими в Зеравшанской впадине



Рис. 14. Останец предмезозойской поверхности выравнивания в Магианской впадине

из высот современного рельефа, и по полученным отметкам проводились предполагаемые изолинии.

В областях поднятий, лишенных мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, реконструкция современного положения поверхности фундамента осуществлялась с помощью геоморфологического анализа рельефа, прежде всего — выявления и картирования деформированных останцов предмезозойской поверхности выравнивания (рис. 14).

Изогипсы современного рельефа в пределах хорошо сохранившихся останцов фактически представляют собой изолинии поверхности палеозойского фундамента. При проведении последних по останцам предмезозойской поверхности выравнивания худшей сохранности учитывались характер и степень их эрозийного расчленения, что позволяло реконструировать первоначальный рельеф. Там, где от расчлененной глубинной эрозией древней поверхности выравнивания остались лишь узкие извилистые ленты водоразделов, изолинии проводились

с учетом изменения их высотных отметок, при этом современные эрозионные врезы из рисовки исключались. Это дало возможность значительно расширить диапазон достоверного проведения изолиний поверхности фундамента.

В высокогорных районах, где останцы предмезозойской поверхности выравнивания не сохранились, предполагаемые изолинии поверхности фундамента проводились методом интерполяции по гипсометрическим отметкам гребней водоразделов, отдельных вершин и пиков хребтов. Характерно, что близлежащие вершины располагаются в горах, как правило, на одном гипсометрическом уровне, что в данном случае обусловлено расчленением поднятого на большую высоту древнего выровненного рельефа. Таким образом, изолинии построенной карты для высокогорных районов отражают современное положение так называемой "вершинной" поверхности (Пенк, 1961), находящейся несколько ниже уничтоженной эрозией высокоподнятой предмезозойской поверхности выравнивания. Тем не менее в районах с преимущественно тектоническим рельефом такой метод дает представление о характере происшедших деформаций (Шубина, Аристархова, 1965). Сказанное выше, а также непосредственно наблюдаемый переход хорошо сохранившихся останцов поверхности выравнивания вблизи контактов с отложениями чехла через участки ее худшей сохранности к вершинной поверхности позволяют грубо отождествить последнюю с современным положением поверхности фундамента, считая это положение минимально возможным.

Такой метод построения карты не дает возможности учесть величину денудационного снижения поднятий, не покрывавшихся отложениями чехла в поздне-триасовое, юрское, раннемеловое и олигоцен-четвертичное время (в поздне-меловое время и в значительной части палеогенового существовал морской режим, прервавший действие денудации). Поэтому составленная карта отражает м и н и м а л ь н ы е суммарные деформации, которые претерпела поверхность палеозойского фундамента с момента ее образования, т.е. за мезозойскую и кайнозойскую эры (выше уже указывалось, что в основном они обязаны своим происхождением орогенному неоген-четвертичному этапу развития).

Оценить масштаб денудации на протяжении чуть ли не всей истории деформации поверхности фундамента можно лишь весьма ориентировочно. Из данных о мощностях и фациях отложений чехла следует вывод, что в поздне-триасовое время денудационное снижение могло достигать в отдельных местах лишь нескольких десятков метров, так как на значительной части территории продолжался процесс корообразования. В раннеюрское время в большинстве мест изученного региона денудационное снижение приподнятых участков рельефа, по-видимому, было в среднем не менее 200 м (это амплитуда раннеюрского рельефа, по В.И. Троицкому, 1967), а на отдельных участках могло быть и больше или вообще отсутствовать, так как кое-где еще продолжалось формирование коры выветривания. В позднеюрское время области, не залитые морем, представляли собой пологоволнистую равнину, где денудационные процессы были ничтожно малы. В раннемеловое время денудацией могло быть уничтожено не более 100–200 м в областях поднятий (по величине мощностей этих отложений в указанном регионе). В позднем олигоцене – раннем миоцене эрозионное расчленение рельефа также оценивается в 100–200 м (Ранцман и др., 1966; Богданова, 1972). Таким образом, суммарная величина денудации с верхнего триаса до плиоцена составляет примерно 650–700 м. При колебании высот поверхности фундамента региона от –1000 до + 5500 м, т.е. на 6500 м, эта величина соответствует 10%. Следует подчеркнуть, что эти цифры должны быть отнесены к приподнятым, наиболее размываемым участкам поверхности фундамента. В других местах величина денудационного снижения ниже и, по-видимому, не превышает нескольких процентов от общего размаха высот поверхности фундамента. На значительной части территории поверхность фундамента была "законсервирована" отложениями чехла еще в начале платформенного этапа.

В период активных тектонических движений позднеогенового и четвертичного времени за счет плоскостной и линейной денудации было уничтожено, по данным Н.П. Костенко (1971), не более 250 м, по данным Н.М. Синицына

(1951) — десятки, в редких случаях — 200–300 м. Эти представления хорошо согласуются с расчетами интенсивности денудации Н.М. Богдановой (1972), проведенными для Тянь-Шаня за этот же отрезок времени по соотношению со скоростями аккумуляции. По ее мнению, величина денудационного снижения поверхностей выравнивания за плиоцен — плейстоцен составляет от 100 до 230 м, если скорость современных процессов денудации равна 0,1 мм/год. Возможно, что исходная величина является даже несколько завышенной, так как, по 25-летним наблюдениям М.И. Ивероновой (1969), на Северном Тянь-Шане современный делювиальный снос составляет примерно 0,04 мм/год.

Ошибка вследствие неучтенной средней величины денудационного снижения предмезозойской поверхности выравнивания за плиоцен-четвертичное время (примерно 200 м) исключает ошибку, обусловленную недоучетом первоначального раннемезозойского гипсометрического положения поверхности (примерно 200 м над уровнем моря).

Отсутствие учета денудации при построении карты поверхности палеозойского фундамента сказывается на значении абсолютных величин суммарных вертикальных перемещений за мезозойское и кайнозойское время. На характере тектонических деформаций, форме и закономерностях пространственного расположения структур, качественному анализу которых посвящена предлагаемая работа, оно практически не отражается и поэтому не может повлиять на выводы исследований. Этому способствует унаследованный характер развития структурных форм в течение мезозоя и кайнозоя (Резвой, 1956 и др.).

Помимо изолиний и других упомянутых выше элементов нагрузки на карту (см. рис. 2) нанесены тектонические разрывы различной морфологии: нарушающие поверхность фундамента ("живые") — взбросы, надвиги, сбросы; неустановленного типа и не нарушающие поверхность фундамента ("мертвые"). К сожалению, не нашли отражения сдвиговые нарушения поверхности фундамента, так как выявление их потребовало бы применения другой, специальной методики.

На карту нанесены перегибы поверхности фундамента — линии изменения ее угла наклона: выпуклые (от меньшего угла к большему, считая сверху вниз по склону) и вогнутые (от большего угла к меньшему в том же направлении). Кроме того, показаны флексуобразные перегибы.

АНАЛИЗ ДЕФОРМИРОВАННОСТИ

Выяснение степени и характера деформированности поверхности палеозойского фундамента осуществлялось путем анализа целого ряда ее параметров. С одной стороны, рассматривались гипсометрия, превышения, углы наклона, кривизна, соотношение вертикальных амплитуд изгибов и разрывов поверхности фундамента и их изменение в пределах изученной территории, с другой — анализировалась морфология структур разных порядков и выяснялись закономерности их изменения в пространстве в зависимости от простираения и вещественного состава пород фундамента.

Информация об изменении абсолютных отметок и относительных высот, а также углов наклона поверхности фундамента была получена непосредственно с карты по оцифровке изолиний и величине заложений. При этом использовалась таблица изменений значений углов наклона поверхности фундамента в зависимости от заложения.

Для характеристики степени изгиба поверхности фундамента выбрана кривизна. В качестве первого опыта автором совместно с А.Г. Маложинцем под руководством Д.А. Казимирова была составлена схема средней кривизны двух взаимно перпендикулярных сечений поверхности фундамента: вертикального по экстремуму кривизны и горизонтального¹ (рис. 15). Изолинии равных зна-

¹ Наиболее полную характеристику степени изгиба структурной поверхности дали бы, конечно, ее главные сечения, т.е. сечения, имеющие экстремальные значения кривизны. Однако построение их в каждой точке — сложный, трудоемкий и еще неразработанный процесс.

чений средней кривизны проводились по точкам, расположенным с частотой $1/\text{см}^2$, которые сгущались при сложном рельефе поверхности фундамента до $4/\text{см}^2$. Методику определения кривизны по специальным палеткам и номограммам на прозрачной основе разработал А.Г. Малюжинец. Кривизна выражена величиной, обратной радиусу изгиба. Для горизонтального сечения использованы дуги окружностей различных радиусов, значения которых были пересчитаны на кривизну ($1/R_{\text{гориз}}$) по формуле

$$\frac{1}{R_{\text{гориз}}} = \frac{1}{\rho} \sin \alpha,$$

где $1/\rho$ — кривизна изогипсы, ρ — радиус совпавшей с изолинией дуги, α — угол наклона структурной поверхности. Измерение кривизны вертикального сечения выполнено по нормали, проведенной к трем изолиниям структурной поверхности. Заложение между ними пересчитано по номограмме на кривизну, которая относилась к средней точке проведенной линии ($1/R_{\text{верт}}$). Выпуклым сечениям придавался знак плюс, вогнутым — знак минус. Средняя кривизна двух сечений (K) вычислена по формуле¹

$$K = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{R_{\text{гориз}}} + \frac{1}{R_{\text{верт}}} \right).$$

Для замены громоздких дробей значения кривизны целыми числами был введен коэффициент 1000.

По полученным и нанесенным на карту более чем в 2000 точках значениям кривизны проведены изолинии: ± 40 , ± 20 , ± 10 и 0, соответствующие радиусам кривизны 25, 50, 100 км и бесконечности. Таким образом, на схеме выделились области положительной и отрицательной кривизны поверхности фундамента.

Был подсчитан также радиус кривизны крупных антиклинальных складок основания I порядка R (Костенко, 1963, 1972). При этом использовалась формула

$$R = \frac{4h^2 + a^2}{8h},$$

где a — длина хорды изогнутой поверхности фундамента мегантиклинали, h — высота сегмента, ограниченного этой хордой.

Для выявления соотношения вертикальных амплитуд изгибов и разрывов поверхности фундамента величины последних сравнивались по поперечным сечениям через каждые 15–20 км. Вертикальные амплитуды смещений по разрывам подсчитывались по разности гипсометрических отметок поверхности фундамента на приподнятом и опущенном крыльях. Вертикальные амплитуды изгибов измерялись графически для каждого сечения отдельно как высота сегмента, ограниченного хордой, стягивающей достоверно известные концы дуги изогнутой поверхности фундамента. При этом амплитуды осложняющих мелких разрывов суммировались и вычитались из амплитуды изгиба. Сравнение вертикальных амплитуд проводилось строго для однопорядковых разрывов и изгибов.

Большое внимание уделено морфологическому анализу структур поверхности фундамента как в разрезе, так и в плане. Изменение морфологии прослеживалось с помощью поперечных профилей. Плановая конфигурация была снята непосредственно с карты (см. рис. 2) и проанализирована.

Зависимость морфологии структур поверхности фундамента от вещественного состава слагающих его пород выявлялась путем сопоставления карты поверхности палеозойского фундамента с геологической картой, где обозначена литология пород. При этом протерозойско-палеозойские породы были разделены на три группы по их способности к пликативным деформациям: 1 — наименее пластичные (мраморы, известняки, кварциты); 2 — породы средней плас-

¹ При $R_{\text{гориз}} = \infty$ применялась формула $K = 1/R_{\text{верт}}$, при $R_{\text{верт}} = \infty - K = 1/R_{\text{гориз}}$.

тичности (интрузивы¹ и эффузивы, конгломераты, кристаллические и кремнистые сланцы, гнейсы, гранулиты, мигматиты и т.п.); 3 — наиболее пластичные (тиллитоподобные породы, филлиты, амфиболиты, всевозможные сланцы и толщи их переслаивания с другими породами, а также песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и т.д.).

С геологических карт заимствована основная сеть тектонических разрывов, рисовка которых детализировалась и дополнялась при проведении полевых исследований. Полевыми геолого-геоморфологическими методами выявлены разрывы, нарушающие и не нарушающие поверхность фундамента ("живые" и "мертвые").

Анализ морфологии тектонических разрывов осуществлялся путем обработки их параметров методами, применяемыми обычно для анализа трещин (Михайлов, 1956). Для роз-диаграмм простираний на карте были измерены длина и азимуты простирания с интервалом 10° всех прямолинейных отрезков разрывов с учетом роли рельефа в их плановой конфигурации, а также количество и ориентировка поднятий и впадин. По радиусам полуокружности в масштабе откладывалась длина разрывов определенного простирания в процентах от общей длины. Были построены розы-диаграммы простираний "живых" и "мертвых" тектонических разрывов, а также других структурных форм (поднятий и впадин), розы-диаграммы углов и азимутов падения разрывов для всего региона в целом и отдельных его районов.

Научным сотрудником Института физики Земли АН СССР В.В. Степановым по нашим исходным данным проведена обработка параметров 120 тектонических разрывов на сетке Вульфа согласно методике М.В. Гзовского, предложенной для анализа трещиноватости и малых разрывов (Гзовский, 1963). Полностью отдавая себе отчет в том, что правомерность применения этой методики к анализу крупных разрывов огромной территории абсолютно не доказана, мы все же нашли возможным сравнивать результаты данной обработки с полученными нами выводами о природе тектонических деформаций по результатам морфологического анализа структур поверхности фундамента разных порядков.

Анализ характера и степени деформированности поверхности фундамента по указанным параметрам дан в гл. V и VI после приведенного в гл. IV фактического материала — общего описания карты поверхности фундамента и ее структурных форм.

¹ Практически повсеместно распространены породы гранитного состава.

ОПИСАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ I ПОРЯДКА

Крупные складки основания Юго-Западного Тянь-Шаня, мегантиклинали Туркестанская, Зеравшанская, Гиссарская и горст-мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта представляют собой на рассматриваемой территории поднятия I порядка. Геоморфологически они выражены одноименными горными хребтами. Поднятия разделены региональными субширотными разрывами древнего заложения: Зеравшанским, Гиссарским и Южно-Гиссарским, вдоль которых протягиваются выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями, часто значительно редуцированные впадины. Между Туркестанским и Зеравшанским поднятиями располагаются Пенджикентская и Зеравшанская впадины, между Зеравшанским и Гиссарским — Мухбель-Тавасанская, Искандеркульская и Зиддинская, а между Гиссарским поднятием и юго-западными отрогами размещается целая цепь мелких депрессий, перегибов и разрывов поверхности фундамента.

Характерно, что границы поднятий I порядка совпадают с границами палеозойских структурно-фациальных зон. Туркестанское поднятие сформировалось в пределах Туркестано-Зеравшанской структурно-фациальной зоны, Зеравшанское — Зеравшано-Гиссарской, Гиссарское — Южно-Гиссарской, а юго-западные отроги — Байсунской.

Особенности герцинской тектонической структуры, отличающие одну структурно-фациальную зону от другой, сыграли решающую роль в характере деформированности поверхности палеозойского фундамента при последующих тектонических движениях. Специфический "набор" литологических разностей палеозойских пород и различная степень их тектонической раздробленности, присущие каждой структурно-фациальной зоне, нашли отражение в современной структуре и характере деформированности поверхности фундамента и определили морфологию складок основания I порядка.

Туркестанское поднятие протягивается в пределах рассматриваемой территории в субширотном направлении на 120–130 км (см. рис. 2). От Зеравшанского поднятия оно отделено Зеравшанским разломом. Палеозойский фундамент сложен преимущественно флишеподобными интенсивно дислоцированными сланцами, чередующимися с тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, которые практически не нарушены герцинскими разрывами. Туркестанское поднятие — пологая (с углами наклона склонов не более 10°) антиклинальная складка основания радиусом 210–220 км, не осложненная разрывами (рис. 16, I–II). Преимущественно однородный вещественный состав пород фундамента, его относительно большая пластичность и тектоническая монолитность обусловили изгибание всей массы фундамента Туркестанского поднятия как единого целого. Несколькими древними разрывов, секущих гонцы сланцев в западной оконечности поднятия (под некоторым углом к его простиранию), тоже никак не проявили себя при последующих тектонических движениях и остались "мертвыми", не нарушив изгиба поверхности фундамента.

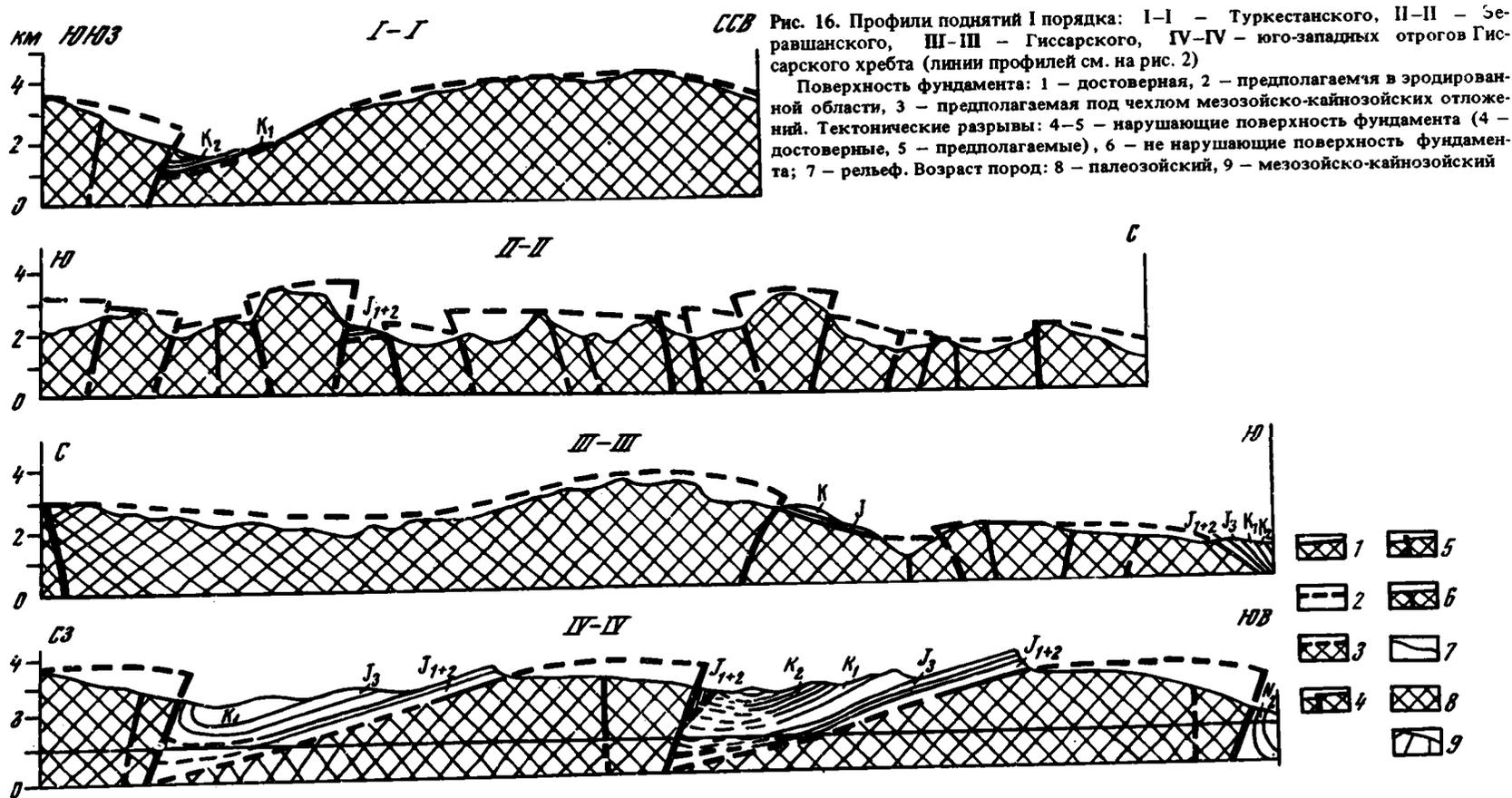


Рис. 16. Профили поднятий I порядка: I-I – Туркестанского, II-II – Зеравшанского, III-III – Гиссарского, IV-IV – юго-западных отрогов Гиссарского хребта (линии профилей см. на рис. 2)

Поверхность фундамента: 1 – достоверная, 2 – предполагаемая в эродированной области, 3 – предполагаемая под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Тектонические разрывы: 4-5 – нарушающие поверхность фундамента (4 – достоверные, 5 – предполагаемые), 6 – не нарушающие поверхность фундамента; 7 – рельеф. Возраст пород: 8 – палеозойский, 9 – мезозойско-кайнозойский

Зеравшанское поднятие и его северо-западные отроги (Зирабулак-Зиаэтдинские горы) протягиваются в субширотном направлении на 300–320 км (в рамках карты). Ширина Зеравшанского поднятия не превышает 30–35 км. От Туркестанского поднятия оно отделено Зеравшанским разломом, а от Гиссарского — Гиссарским. Отличительной особенностью Зеравшанского поднятия является исключительно пестрый вещественный состав палеозойских пород разного возраста, осложненных густой сетью разрывов различного характера. Здесь распространены известняки и доломиты, алевролиты и песчаники, гравелиты и конгломераты, сланцы, туфы, эффузивные и интрузивные породы. Контакты неоднородных по составу пород, как правило, тектонические. Зеравшанское поднятие — пологая антиклинальная складка основания с углами наклона склонов не более 10° и радиусом кривизны 160–170 км, осложненная многочисленными тектоническими разрывами, горстами, грабенами и ступенями (см. рис. 16, II–II). Таким образом, сложное строение Зеравшанского поднятия и его современная нарушенность тектоническими разрывами обусловлены пестрым вещественным составом пород фундамента и его интенсивной первоначальной тектонической раздробленностью.

Гиссарское поднятие вытянуто в субширотном направлении в пределах рассматриваемой территории на 200 км, ширина его колеблется от 35 до 50 км. Границей его на севере служит Гиссарский разлом, а на юге — Южно-Гиссарский, скрытый под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Таджикской депрессии. Палеозойский фундамент сложен преимущественно интрузивными породами: гранитами, гранодиоритами и другими (Гиссарский батолит). Толщи осадочных пород имеют подчиненное значение и распространены в основном на южном склоне, где встречаются песчано-алеврито-сланцевые терригенные породы, известняки и мраморизованные известняки, кристаллические и филлитовые сланцы, кварциты, эффузивы, молассы. Герцинские структуры осложнены рядом разрывных нарушений, одни из которых пересекают батолит в разных направлениях, другие вытянуты субширотно на южном склоне поднятия, располагаясь на контактах разновозрастных пород различного состава. В настоящее время Гиссарское поднятие представляет собой пологую асимметричную антиклинальную складку основания 150-километрового радиуса кривизны, северный склон которой осложнен Гиссарским разломом, а южный наклонен под углом $7\text{--}10^\circ$ (рис. 16, III–III)¹. На южном склоне сформировалось несколько грабенов и ступеней, ограниченных древними герцинскими разрывами, омоложенными в новейшее время. Таким образом, древние разрывы в однородной толще интрузивных пород никак не проявили себя при деформации поверхности фундамента, остались "мертвыми", а разрывы, расположенные на контактах палеозойских пород различного состава, "ожили" при последующих тектонических движениях.

Поднятие юго-западных отрогов Гиссарского хребта вытянуто с северо-востока на юго-запад не менее чем на 160 км. На севере оно примыкает к Гиссарскому поднятию, на юге — полого погружается. Фундамент сложен метаморфизованными протерозойскими породами древнего срединного массива, на которых в некоторых местах залегают маломощные эффузивные и флишеидные осадки. Герцинские структуры отличаются слабой деформированностью и наличием нарушений типа межпластовых срывов. Поднятие юго-западных отрогов Гиссара — это блок фундамента со слабо изогнутой поверхностью, ограниченный на западе и востоке простирающимися на северо-восток глубинными разломами большой амплитуды, т.е. горст-мегантиклиналь (Цейслер, 1967). Оно осложнено рядом односторонних горст-антиклиналей II порядка того же простираения: Чакчаром, Байсунтау, Сурхантау и Кутитангтау. Их юго-восточные крылья образованы взбросами большой амплитуды, а северо-западные, моноклинальные, погружаются под углом примерно 15° (рис. 16, IV–IV).

¹ Южно-Гиссарский разлом по отношению к Гиссарскому поднятию является тектоническим элементом более высокого порядка, так как отделяет Туркестано-Зеравшано-Гиссарский мегантиклинорий от Таджикской депрессии.

Таким образом, на месте древней палеозойской геосинклинали сформировались крупные субширотные складки основания I порядка, представляющие собой пологие антиклинальные изгибы поверхности фундамента большого радиуса кривизны, осложненные и не осложненные разрывами. В пределах же срединного массива с протерозойским основанием образовалась горст-мегаантиклиналь, осложненная односторонними горст-антиклиналями II порядка, у которых амплитуды смещения по разрывам значительно превышают амплитуды изгиба поверхности фундамента.

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ II И III ПОРЯДКОВ

Поднятия и впадины, осложняющие крупные складки основания I порядка, могут быть отнесены к структурным формам поверхности фундамента II и III порядков. Первые из них представляют собой сложнопостроенные антиклинали и синклинали длиной 40–50 км и шириной 15–20 км, геоморфологически выраженные отрогами хребтов или составляющих их горных гряд и разделяющими их понижениями. Вторые образуют локальные складки основания длиной 10–15 км и меньше при ширине 2–5 км, которые не всегда геоморфологически выражены. Подробное их описание дается с запада на восток по участкам, выделенным для лучшей ориентировки в пределах карты (см. рис. 2).

Зирабулакское и Зиазтдинское поднятия поверхности фундамента (I) представляют собой северо-западные отроги Зеравшанского поднятия (см. врезку А рис. 2).

Палеозойский фундамент поднятий сложен преимущественно сланцевыми толщами ордовика и нижнего силура, известняками верхнего силура и реже среднего девона. Широко распространены интрузивные породы. Размытую поверхность фундамента с резким угловым несогласием перекрывают нижнемеловые осадки, на которых в свою очередь лежат верхнемеловые и палеогеновые толщи. Осадки чехла фиксируют погружение крыльев и периклинальные окончания поднятий, опущенные блоки и отрицательные изгибы поверхности фундамента. Кое-где сохранились останцы предмезозойской поверхности выравнивания.

Вытянутые субширотно, каждое на 45–50 км при ширине 18–20 км, поднятия кулисообразно смещены одно по отношению к другому: южное располагается восточнее северного. Абсолютные отметки поверхности фундамента (в пределах области выходов его на дневную поверхность) колеблются от 300 до 800 м в западном поднятии и от 600 до 1100 м – в восточном. Таким образом, относительные высоты не превышают 400–500 м для каждого из поднятий и 700 м для обоих.

Каждое из поднятий представляет собой антиклинальный изгиб поверхности фундамента, осложненный системой разрывов субширотного, запад-северо-западного и северо-восточного простираний, а также изгибами более высокого порядка.

Осевая часть западного поднятия осложнена грабеном восток-северо-восточного простирания (1). Опущенный блок его с практически горизонтальной поверхностью ограничен крутыми взбросами (5, 8) амплитудой около 100 м (рис. 17, 1–1). Северный приподнятый блок с пологим северным (8–10°) склоном состоит из трех асимметричных поднятий (2, 3, 4), каждое из которых приподнято относительно расположенного западнее по разрыву северо-западного простирания. Южный блок (6) осложнен пологим (4–5°) синклинальным изгибом (7). С юга он оборван сбросом. Границами субширотного грабена на западе и востоке служат разрывы запад-северо-западного простирания (9, 10). Первый из них шарнирный: после пересечения с взбросом (5) он приобретает приподнятое северо-восточное крыло вместо юго-западного. Субширотный взброс (8), ограничивающий грабен (1) с юга, тоже шарнирный: после пересечения с разрывом запад-северо-западного простирания (10) он меняет направление падения с северного на южное (11) и приподнятым становится северное, а опущенное крыло. Таким образом, двусторонний симметричный грабен (1) по простиранию сменяется ступенью фундамента (12). Южный двусторонний асимметричный горст (6)

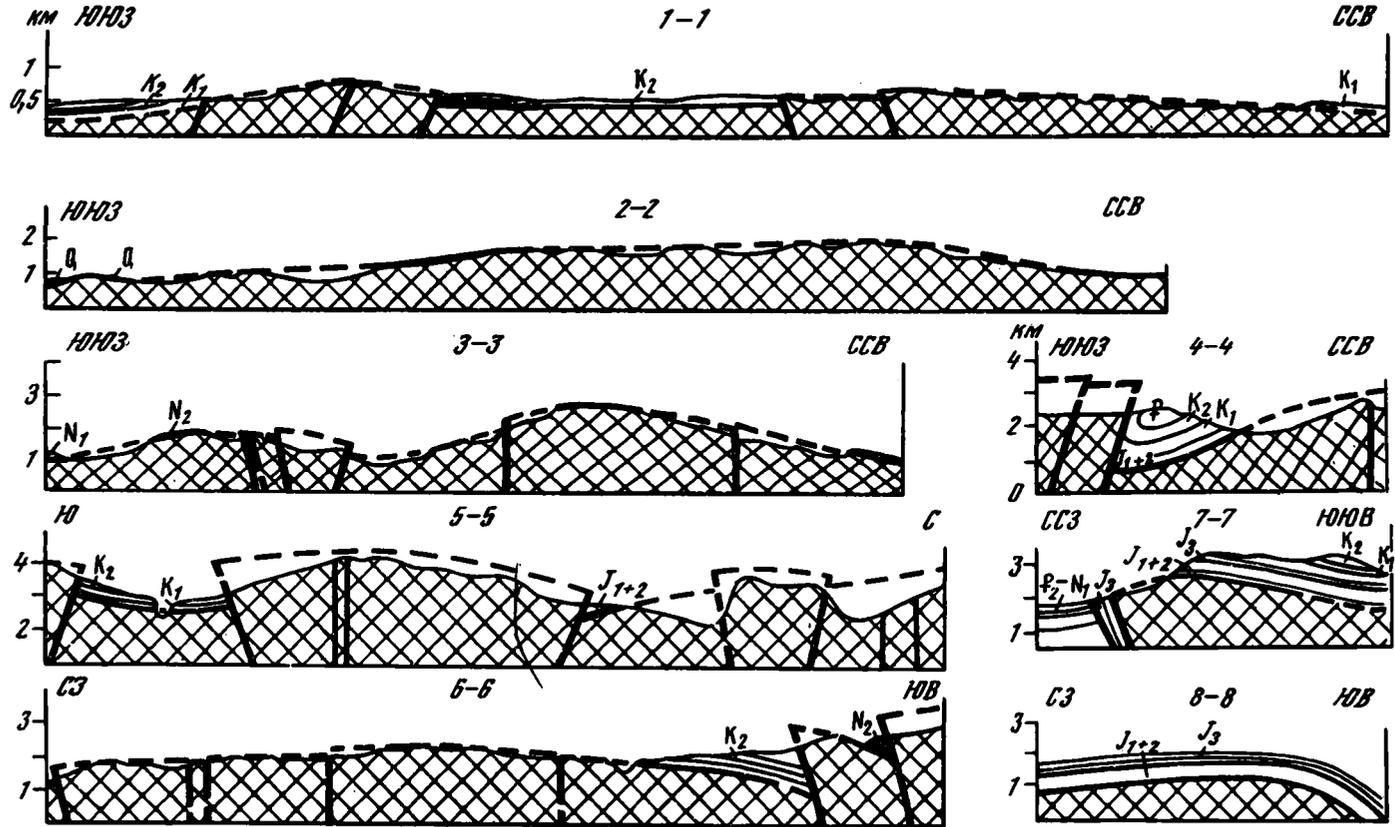


Рис. 17. Профили структур II и III порядка (линии профилей см. на рис. 2)
Условные обозначения см. на рис. 16

трансформируется в двусторонний симметричный грабен (13) благодаря выпуклому перегибу поверхности фундамента (14). После пересечения его со взбросом (15) воздымание поверхности фундамента происходит не к западу от перегиба (14), а к востоку от него. Такую структурную форму по аналогии с разрывами можно назвать шарнирным перегибом. Восточнее располагается еще два шарнирных перегиба (16, 17), параллельные описанному выше. Шарнир их располагается в точке пересечения перегиба с разрывом. Северной границей южного из Зирабулак-Зиаэтинских поднятий (18) служит взброс (19), на юг поднятие круто погружается, осложняясь системой узких линейно-вытянутых горстов (20, 21, 22). Его восточное замыкание — узкий структурный нос: антиклинальный изгиб поверхности фундамента (23), осложненный горстом (24).

Таким образом, отличительными чертами Зирабулак-Зиаэтинских поднятий являются их полого изогнутый антиклинальный характер, небольшие абсолютные и относительные высоты и значительная осложненность малоамплитудными тектоническими разрывами преимущественно типа взбросов, а также перегибами поверхности фундамента, причем как перегибы, так и разрывы в большинстве случаев шарнирные. Это обуславливает шахматный характер расположения приподнятых и опущенных участков поверхности фундамента. По-видимому, решающую роль в таком характере деформированности сыграл пестрый вещественный состав и значительная первичная тектоническая раздробленность пород фундамента Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны.

Поднятие Кара-тубе (II) представляет западное окончание Зеравшанской мегантиклинали и отделено от Зирабулак-Зиаэтинских поднятий прогибом в 35 км. По очертаниям в плане Кара-тубе изометрично: длина около 50 и ширина около 30 км.

Палеозойский фундамент, за исключением нескольких выходов силурийских сланцев, почти повсеместно сформирован интрузивными породами, которые погружаются под четвертичные отложения прилегающих депрессий. Судя по "незрелому" характеру эрозионного расчленения, поднятие было выведено на дневную поверхность сравнительно недавно. Видимо, это обусловило относительно широкое распространение узких и извилистых в плане останцов древнего предмезозойского пенеplена, располагающихся на приподнятых водораздельных участках рельефа.

Поднятие Кара-тубе — крупная антиклинальная складка основания амплитудой не менее 1500 м. Абсолютные высоты поверхности фундамента колеблются от 600 до 2100 м. Складка осложнена двумя поднятиями поверхности фундамента III порядка (25, 26), вытянутыми в субширотном направлении и расположенными кулисообразно: южное смещено к востоку по отношению к северному. Оба они несколько асимметричны: у северного поднятия северный склон круче южного, у южного — наоборот (рис. 17, 2—2). Поднятия разделяются прогибом (27) северо-восточного простирания, параллельным перегибу поверхности фундамента, который ограничивает поднятие Кара-тубе с востока. Здесь появляется несколько тектонических разрывов субширотного и северо-восточного простираний. Самый северный из них (28) — шарнирный. При смене простирания с восток-северо-восточного на северо-восточное приподнятое северо-западное крыло разрыва переходит в опущенное, и наоборот. На северном крыле и западной периклинали поднятия прослеживается еще несколько небольших разрывов субширотного и северо-западного простираний. Разрывы, нарушающие поверхность фундамента ("живые"), располагаются в тех участках, где сплошное поле выходов верхнепалеозойских интрузивных пород сменяется силурийскими отложениями. Разрывы заложены на контактах верхнесилурийских известняков с нижнесилурийскими сланцами. Там же, где древние тектонические швы располагаются в однородной толще интрузивных пород или на контакте их с верхнесилурийскими известняками (29), т.е. породами, близкими по механическим свойствам, смещения поверхности фундамента не произошло, древние разрывы остались "мертвыми". Эти участки фундамента изгибались под действием последующих тектонических движений как единое целое.

Поднятие Чакылкалаян (III) является как бы восточным продолжением южной половины Кара-тубе. Оно вытянуто в субширотном направлении на 80–90 км при ширине в среднем 20 км. С севера по крупному Зеравшанскому взбросо-надвигу большой амплитуды (43) поднятие Чакылкалаян граничит с Пенджикентской впадиной (30). На юге оно полого (под углом 10–12°) погружается в сторону Магианской впадины (33).

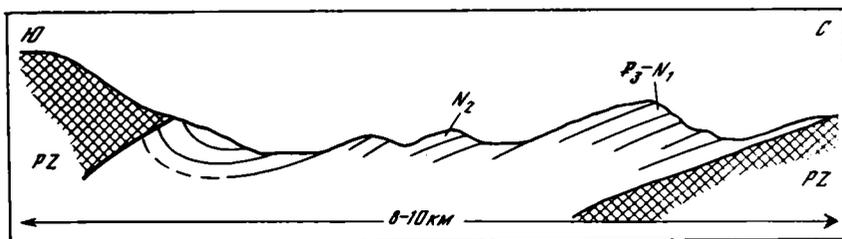


Рис. 18. Строение Магианской впадины (схематическая зарисовка)

В западной части поднятия развиты породы фундамента различного возраста и состава (сланцы ордовика и нижнего силура, известняки верхнего силура и нижнего девона, терригенные отложения карбона и т.д.). Они образуют узкие выходы, границами между которыми служат преимущественно тектонические разрывы. К востоку увеличивается роль сланцев нижнего силура и раздробленность фундамента резко снижается. На палеозойские породы южного склона поднятия ложатся мезозойские (начиная с нижнеюрских) и кайнозойские отложения чехла Магианской впадины (см. рис. 14), на которые с юга по взбросо-надвигу большой амплитуды (32) надвинуты палеозойские толщи поднятия Хозрет-султан (рис. 18). Южный склон поднятия Чакылкалаян выше обнаженного контакта мезозойско-кайнозойских пород с палеозойскими являет собой образец сравнительно неплохо сохранившейся предмезозойской поверхности выравнивания, расчлененной лишь поперечными молодыми эрозионными врезами (31).

Абсолютные отметки поверхности фундамента в пределах поднятия Чакылкалаян и Магианской впадины колеблются от 400 до 3000 м. Таким образом, относительные высоты в этом районе достигают 2600 м.

Морфология поднятия сильно изменяется по простиранию. В целом это крупная односторонняя горст-антиклиналь, ограниченная на севере взбросом (43). На западе она имеет максимальную ширину (25 км) и в значительной степени осложнена системой субширотных разрывов и изгибов поверхности фундамента более высокого порядка (см. рис. 17, 3–3). Выделяются две антиклинальные складки основания (34, 35), разделенные узким субширотным синклиналильным прогибом (36) и осложненные разрывами небольшой (до 100 м) амплитуды (37, 38, 39, 40, 41). На востоке поднятие Чакылкалаян сужается до 10–15 км при амплитуде 1600 м и приобретает асимметричную форму (42). Здесь оно разрывами не нарушено, что обусловлено повсеместным развитием однородной сланцевой толщи нижнепалеозойского возраста, древние разрывы которой "не ожили" при последующей деформации поверхности фундамента.

Магианская впадина (33) имеет асимметричный профиль (рис. 18). Это односторонняя грабен-синклиналь, северное крыло которой сначала полого (под углом 12°), а затем круто (под углами 30 и 35°) погружается на юг до отметок порядка 400 м. С юга Магианская впадина ограничена дугообразным в плане взбросо-надвигом (32), амплитуда смещения которого увеличивается к центральной части впадины, достигая 2300 м. Углы падения разрыва изменяются от 40 до 20 и даже 17°. На участке смены его простирания с северо-западного на северо-восточное появляется ступень (45), которая приподнята над Магианской впадиной по линии взброса, падающего на юг под углом 30°. Субмеридиональный шарнирный перегиб поверхности фундамента (49) разделяет Магианскую впадину на две части: неглубокую западную (44) и глубоко прогнутую восточную (33). У восточной центриклинали (46) впадина сужается до 1 км, поверхность фунда-



Рис. 19. Залегание верхнемеловых отложений на поверхности палеозойского фундамента в Зеравшанской депрессии

мента погружается здесь на юг под углом 40° (47); примерно такой же угол падения имеет и плоскость сместителя ограничивающего ее с юга взбросо-надвига. Впадина замыкается благодаря расширению расположенного севернее поднятия (48), высота которого достигает 3000 м.

Характерная черта поднятия Чакылкалян и Магианской впадины — изменение их морфологии по простиранию: у первого — благодаря изменению вещественного состава и степени тектонической раздробленности пород, слагающих фундамент, а у второй — благодаря появлению перегибов поверхности фундамента. В целом же отмечается воздымание поверхности фундамента в пределах поднятия с запада на восток и более глубокое ее погружение в том же направлении в пределах впадины. С этим связано увеличение превышений поверхности фундамента и амплитуд смещения по тектоническим разрывам в восточном направлении.

Пенджикентская (30) и Зеравшанская (50) впадины примыкают с юга к Туркестанскому поднятию (IV), южный склон которого пропилен субмеридиональными эрозионными врезами и сохранил останцы предмезозойской поверхности выравнивания на их водораздельных гребнях, так что их региональный наклон отражает современное положение древнего пенеплена (Чедия, Брусничкина, 1965), тем более что в нижней части склона на поверхность фундамента ложатся юрские или меловые отложения (рис. 19).

Пенджикентская впадина выполнена мощной толщей мезозойско-кайнозойских осадков от юры до неоген-четвертичных отложений включительно. Она имеет асимметричный профиль. Северное ее крыло погружается полого под углом 14° , с юга она ограничена Зеравшанским взбросо-надвигом (43) большой амплитуды, тоже падающим на юг. Таким образом, это односторонняя грабен-синклиналь, замыкающаяся благодаря воздыманию поверхности палеозойского фундамента на востоке (51) к поперечному поднятию северо-восточного простирания (57), отделяющему ее от Зеравшанской впадины. На южном борту Пенджикентской впадины появляется Кштут-Зауранская ступень (52), ограниченная с севера взбросо-надвигом, падающим на юг под углом $45-60^\circ$ (53). К ступени примыкает двусторонний симметричный грабен (54), сложенный на поверхности неогеновыми отложениями. С юго-запада и юго-востока по пологому (20°) надвигу (55, 56) они перекрыты ниже-среднеюрскими отложениями, на которые в свою очередь под углом 80° надвинуты породы палеозойского возраста (70).

Зеравшанская впадина (50) вытянута узкой полосой в субширотном направлении не менее чем на 50 км; дно ее снижается до отметок 1200 м. Она заполнена мезозойско-кайнозойскими осадками и представляет собой узкую одностороннюю грабен-синклиналь, северное крыло которой наклонено на юг под углами $20, 35-40$, а в отдельных местах даже 50° (рис. 19), а южное — оборвано Зеравшанским (59) разломом (см. рис. 16, I-I). На западе это два кулисообразных

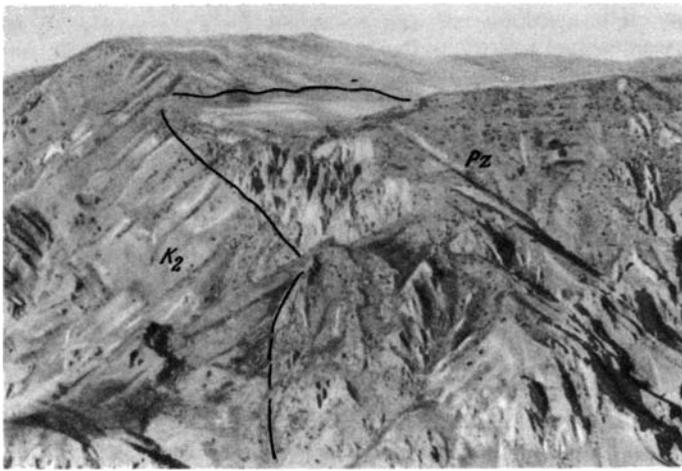


Рис. 20. Пологий надвиг на северном склоне Зеравшанского поднятия



Рис. 21. Изгибы поверхности фундамента в области распространения сланцевых толщ (складки облекания)

разрыва. По мере того как амплитуда южного разрыва уменьшается с запада на восток от 800 до 0 м, амплитуда северного разрыва увеличивается от 0 до 800 м. Падение разрывов на юг на разных участках различное — от 35 до 55°. У южного разрыва на участке смены субширотного простирания на северо-восточное сохранился выдвинутый в сторону впадины на 2 км "kozyрек" (60), сложенный тектонической брекчией палеозойских пород. Брекчия лежит на мезозойско-кайнозойских отложениях; контакт наклонен на юг под углом 14°. Южнее угол наклона плоскости сместителя надвига увеличивается до 35° (рис. 20). К северу от "kozyрька" мезозойско-кайнозойские отложения смяты в крутые складки, образованные над изгибами поверхности фундамента (рис. 21). Характерно, что фундамент здесь сложен нижнесилурийскими сланцами, т.е. сравнительно пластичными породами, обладающими способностью к пликативным деформациям.

Мезозойские отложения образуют у Зеравшанского разлома, как правило, опрокинутую синклиналию складку. Только в центральной части и на востоке, т.е. в самых узких частях впадины, опрокинутое крыло складки срезается и на поверхности фундамента остается моноклиальная пачка отложений чехла небольшой мощности, зажатая между поверхностью фундамента и практически параллельной ей плоскостью сместителя Зеравшанского взбросо-надвига, падающей на юг под углом 35–45° (61).

Таким образом, морфология впадины меняется по простиранию: впадина состоит как бы из двух несимметричных, но одинаково построенных, расширяющихся и выходящих к западу половин. Дно западной половины впадины снижается до

1800 м, амплитуда взбросо-надвига не превышает 800 м; дно восточной половины опускается до отметки 1200 м, амплитуда взбросо-надвига увеличивается до 1400 м.

Центральная часть Зеравшанского поднятия и Фан-Ягнобская впадина (V) являются восточным продолжением поднятия Чакылкалаян и граничат с ним по разрыву северо-западного простирания (62). Северной границей поднятия является Зеравшанский разлом, южной — служат кулисообразные разломы, ограничивающие Фан-Ягнобскую впадину (66).

Палеозойские образования представлены отложениями всех возрастов (от ордовика до верхнего карбона включительно), имеющими в своем составе самые разнообразные породы. Останцы предмезозойской поверхности выравнивания имеют ограниченное распространение. Максимальные абсолютные отметки поверхности фундамента достигают 4600 м, что на 1600 м больше наивысших отметок поднятия Чакылкалаян; наименьшие отметки располагаются в Фан-Ягнобской впадине и равны 800 м, т.е. относительные превышения достигают 3800 м.

Центральная часть Зеравшанского поднятия на большей части территории имеет форму антиклинали, осложненной рядом более мелких изгибов поверхности фундамента (67, 68, 71) и разрывами субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний. Изометричное западное поднятие (67) имеет асимметричный профиль. Крылья его осложнены разрывами амплитудой 800 м (58, 69), так что сводовая часть образует двусторонний горст. На западе поднятие резко снижается в сторону грабена, заполненного юрскими отложениями, на востоке — к субмеридиональному синклиналильному понижению поверхности фундамента (71), отделяющему его от восточного поднятия (68). Последнее тоже имеет изометричную форму в плане, но более симметричный профиль. Южное крыло его осложнено несколькими разрывами субширотного и северо-восточного простираний, по которым поднятие граничит с Фан-Ягнобской впадиной и ее восточным продолжением (72). Ряд "мертвых" разрывов пересекает центральную часть Зеравшанского поднятия, не нарушая поверхности фундамента.

Фан-Ягнобская впадина (66) заполнена мезозойскими отложениями. Она вытянута в целом в северо-западном направлении на 40 км, при ширине около 5 км, причем состоит из отдельных участков, имеющих субширотное, субмеридиональное и северо-западное простирания. С изменением простирания меняется морфология впадины. На западе, на участке субширотного простирания, она представляет собой узкую симметричную двустороннюю грабен-синклиналь, ограниченную взбросами (64, 69) амплитудой 400–500 м, с асимметрично вогнутым дном. Восточнее она углубляется, расширяется и выполаживается; амплитуда смещения северного взброса уменьшается до 200 м, а южного увеличивается до 800 м. Еще восточнее впадина трансформируется в одностороннюю грабен-синклиналь, северо-восточный борт которой наклонен на юго-запад под углом 30–35°, а юго-западный ограничен надвигом амплитудой 1600–2000 м с углом падения 35–45°. Вогнутое дно снижается до отметки порядка 800 м (см. рис. 17, 4–4). Далее на восток впадина снова приобретает вид двусторонней грабен-синклинали, ограниченной взбросами. Амплитуда северного взброса (73) увеличивается с запада на восток от 0 до 800 м, южного (64) — уменьшается в этом же направлении от 1600 до 0 м. Синклиналиный изгиб опущенного блока постепенно сменяется полого наклоненной на запад поверхностью. Северный разрыв шарнирный: после пересечения с разрывом северо-восточного простирания (74) он приобретает приподнятое южное и опущенное северное крыло, ограничивая с юга двусторонний (72) грабен (см. рис. 17, 5–5).

Характерными чертами центральной части Зеравшанского поднятия и Фан-Ягнобской впадины являются: во-первых, значительные абсолютные высоты поверхности фундамента (более 4400 м) и очень большие ее превышения (3800 м); во-вторых, сравнительно сложный характер деформаций, в которых равная роль принадлежит как изгибам, так и смещениям по тектоническим разрывам. Большинство "живых" разрывов, т.е. нарушающих поверхность фундамента, располагается на контактах пород различного состава: например, на контакте силурийско-нижнедевонских известняков с нижнепалео-

зойскими сланцами (69) или верхнесилурийских известняков с теми же сланцами (63, 73), наследуя, вероятно, линии древних разрывов. "Мертвые" разрывы (75, 76, 77), не нарушающие поверхность фундамента, располагаются либо в пределах однородных толщ, либо среди пород, близких по своим механическим свойствам, например среди интрузивных и эффузивных.

Поднятие Хозрет-Султан и Мухбель-Тавасангская впадина (VI) располагаются к югу от поднятия Чакылкала и Магианской впадины, протягиваясь в восток-северо-восточном направлении на 40–50 км. Северной границей служит Магианский разлом (32), на западе Хозрет-Султан полого погружается в направлении Кашкадарьинской депрессии, на востоке по субмеридиональному разрыву (94) граничит с Чимтаргинским поднятием (65), понижаясь на юг к Мухбель-Тавасангской впадине, которая с юга и юго-востока ограничена Гиссарским разломом (78) — крупным взбросо-надвигом амплитудой от 800 до 2200 м, падающим на этом участке на юг под углом 30–40° (см. рис. 11).

Палеозойские породы, слагающие поднятие Хозрет-Султан, отличаются большим разнообразием как по возрасту, так и по составу. Останцы поверхности выравнивания сохранились сравнительно хорошо, особенно на устойчивых к эрозионному размыву породах; иногда встречаются бронированные останцы (см. рис. 11).

Западная часть поднятия Хозрет-Султан (79) с отметками поверхности фундамента от 1000 до 2400–2600 м представляет собой антиклинальный изгиб, вытянутый в северо-восточном направлении, осложненный системой разрывных нарушений (80, 81, 82, 83) того же простирания амплитудой 100–200 м (см. рис. 17, 6–6). Его юго-восточное крыло покрыто мезозойско-кайнозойскими отложениями, на которые с юго-востока по разрыву амплитудой 1400 м (84) надвинуты палеозойские породы. На наклоненной на юго-восток (под углом 30°) поверхности фундамента лежат мезозойские осадки, на которые с юго-востока по Гиссарскому разлому (78) надвинуты палеозойские толщи. Таким образом, поверхность фундамента образует ступени, наклоненные на юго-восток и ограниченные взбросо-надвигами.

Центральная часть поднятия Хозрет-Султан вытянута в субширотном направлении и воздымается до отметок 4400 м. В целом это горст-антиклиналь, имеющая довольно сложное строение. На западе она осложнена односторонними горст-антиклиналями или горстами (85, 86, 87), ограниченными взбросо-надвигами субширотного простирания (32, 88, 78), падающими на юг. На поверхности самой южной из них, наклоненной на юг под углом 20–30, не более 40°, залегает моноклиальная пачка мезозойских отложений, вытянутая субширотно. Это — Мухбель-Тавасангская впадина (89). С юга на отложения чехла впадины по Гиссарскому разлому (78) надвинуты палеозойские породы. Угол падения разрыва равен примерно 40° (см. рис. 11).

Восточнее узкие блоки поднятия Хозрет-Султан (90, 91, 92) приобретают северо-восточное простирание. В этом же направлении уменьшаются отметки поверхности фундамента от 3800 до 2300 м. Появляются разрывы северо-западного простирания, образующие ступени. Ряд "мертвых" разрывов сечет либо однородные известняковые толщи верхнего силура, либо толщи чередующихся верхнесилурийских известняков и девон-карбоновых кристаллических сланцев. Отсутствие смещения поверхности фундамента в последнем случае объясняется, по-видимому, близостью механических свойств этих пород.

На востоке прослеживается субмеридиональный прогиб (93), ограниченный ломаной линией разрывов северо-западного и северо-восточного простираний (94), имеющих преимущественно взбросовый характер. По ним приподнято расположенное восточнее Чимтаргинское поднятие (65).

Таким образом, характерная черта поднятия Хозрет-Султан — широкое развитие разрывов субширотного и северо-восточного простираний, образующих ступени и односторонние узкие линейно-вытянутые горст-антиклинали и горсты III порядка. Как было показано выше, сложность строения обусловлена разнообразием состава палеозойских пород и различиями их механических свойств.

Чимтаргинское поднятие, Искандеркульская и Зиддинская впадины (VII) находятся восточнее поднятия Хозрет-Султан. Они сложены разнообразными палеозойскими породами как по возрасту, так и по вещественному составу. Сохранность останцов предмезозойского пенеплена несравненно хуже, чем в поднятии Хозрет-Султан.

Гипсометрические отметки поверхности фундамента достигают здесь 5500 м, т.е. являются максимальными для всей рассматриваемой территории в целом. Здесь же располагаются и области сравнительно больших превышений поверхности фундамента (до 4700 м). Чимтаргинское поднятие представляет собой сложнопостроенную двустороннюю горст-антиклиналь, ограниченную взбросами не только на севере (63) и юге (95, 96, 97 и др.), но и на западе (94) и востоке (98). Поднятие осложнено преимущественно субширотными разрывами типа взбросов (см. рис. 16, II—II).

К югу от Чимтаргинского поднятия находится заполненная мезозойскими отложениями Искандеркульская впадина (99). Она кулисообразно смещена по отношению к Мухбель-Тавасангской впадине и так же, как и последняя, с юга ограничена Гиссарским разломом (78). Искандеркульская впадина представляет собой типичную одностороннюю грабен-синклиналь: поверхность фундамента северного ее борта наклонена на юг под углом $25-30^{\circ}$, а с юга палеозойские породы по Гиссарскому разлому взброшены под углом $70-80^{\circ}$. Днище впадины имеет высоту 2400—2600 м, а южное крыло разлома в пределах Гиссарского поднятия поднято до 4200—4400 м. Таким образом, амплитуда смещения по Гиссарскому разлому на этом участке равна примерно 2000 м.

Как бы "стесненное" Фан-Ягнобской и Искандеркульской впадинами, Чимтаргинское поднятие резко сужается к востоку, где приобретает северо-западное простирание; такое же простирание имеют и осложняющие его разрывы. Северные из них образуют ступени на поверхности фундамента, спускающиеся в сторону Фан-Ягнобской впадины, а южные — ступени, спускающиеся в сторону Искандеркульской впадины. И те и другие представляют собой преимущественно взбросо-надвиги, падающие к центру поднятия. Еще восточнее отроги Чимтаргинского поднятия приобретают субширотное простирание, снижаясь до отметки 4000 м. Здесь они разделяют Фан-Ягнобскую и Зиддинскую впадины.

Зиддинская впадина (100) расположена к востоку от Искандеркульской. Ее южной границей тоже служит Гиссарский разлом, представляющий собой на этом участке крутой взброс с углом падения 75° . Зиддинская впадина, овальной формы в плане, представляет собой симметричную двустороннюю грабен-синклиналь, ограниченную взбросами (Чедия, 1963б; см. рис. 17, 5—5).

Таким образом, Чимтаргинское поднятие и окружающие его впадины — район максимальных отметок и превышений поверхности фундамента, сложно и интенсивно деформированный. Это объясняется исключительным разнообразием состава палеозойских пород и значительной их первоначальной тектонической раздробленностью. Древние разрывы, располагающиеся на контактах толщ палеозойских пород с различными механическими свойствами (их большинство), "ожили" при последующих тектонических движениях, образовав многочисленные ступени, горсты, грабены.

Ишакмайданское поднятие (VIII) можно назвать западными отрогами Гиссарской мегантиклинали. Границей его на севере служит Лянгарский разрыв (101), отделяющий его от Кашкадарьинской впадины, на юге — система депрессий, заложившаяся по линии Южно-Гиссарского разлома, отделяющего Ишакмайданское поднятие от юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Ишакмайданское поднятие вытянуто в субширотном направлении на 50 км, ширина его не превышает 20 км. Фундамент сложен вулканогенно-осадочными отложениями карбона, выходящими на поверхность преимущественно на крутом склоне поднятия. Пологий склон, за исключением отдельных эрозионных окон, почти повсеместно бронирован верхнеюрскими известняками. Гипсометрические отметки поверхности фундамента колеблются в пределах от 1000 до 3000 м, так что относительное превышение равно примерно 2000 м.

Ишакмайданское поднятие представляет собой одностороннюю горст-антиклиналь, на западе и на севере ограниченную Лянгарским взбросом большой амплитуды, который падает на юг под углом $60-80^{\circ}$. Южный склон горст-антиклинали пологий, угол наклона $8-15$, не более 20° (см. рис. 17, 7-7).

Поднятие осложнено изгибами поверхности фундамента (103-107) благодаря ундуляции его сводовой части. Западная треть по субмеридиональному разрыву (102) опущена по отношению к восточной на 200-400 м. С юга примыкают впадины, наиболее погруженная из которых расположена в восточной части района. Гипсометрические отметки ее дна снижаются до 1000 м (108). На западе границей служит субмеридиональный флексуобразный перегиб поверхности фундамента, осложненный взбросом (109), а на севере — флексуобразный перегиб (100) или разрыв, о чем можно судить по очень крутым на западе и опрокинутым на востоке пластам верхнеюрских известняков. На юге впадину ограничивает флексуобразный перегиб или разрыв, который на дневной поверхности выражен флексурой верхнеюрских известняков субширотного простиранья (111), к югу от которого располагается бронированное плато (112).

На востоке Лянгарский разрыв меняет свое простиранье с субширотного на северо-восточное и поверхность фундамента резко воздымается (114). Здесь прослеживается субмеридиональный вышуклый перегиб поверхности фундамента (113), который южнее трансформируется в асимметричное антиклинальное поднятие (116) с крутым вертикальным северо-западным и пологим (30°) юго-восточным крыльями (115). Ось его круто погружается на юго-запад. Южнее располагается односторонняя грабен-синклиналь (117), ограниченная с юга разрывом (118), по которому палеозойский фундамент поднятия Ходжа-Ахча-Бурун (120) приподнят на 1000 м (до высот 3600-3800 м). Грабен-синклиналь (117) является как бы восточным продолжением описанной выше впадины (108), только уже в области более высокого положения поверхности фундамента. Морфология ее меняется с запада на восток. На западе она ограничена взбросом (118, 119), который восточнее, при смене субширотного простиранья на северо-западное, трансформируется в сброс. Поднятие Ходжа-Ахча-Бурун представляет собой одностороннюю горст-антиклиналь с оборванным по разрыву северным и пологим ($7-15^{\circ}$) южным склонами. С юга к нему примыкает поднятие Чакчар. Зона смыкания интенсивно дислоцирована. Здесь много форм высокого порядка (121-123 и др.).

Таким образом, поднятие Ишакмайдан отличается преобладанием пликативных деформаций поверхности фундамента. Причиной является, по-видимому, значительная пластичность вулканогенно-осадочных отложений карбона, слагающих фундамент этого участка. Дизъюнктивные дислокации характерны в основном для области сочленения с поднятиями юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где проходит зона Южно-Гиссарского глубинного разлома (Покровский, 1963).

Поднятие Чакчар (IX) является самым западным в системе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В его ядре на поверхность выходят породы докембрийского интрузивного комплекса, перекрытые на северо-западе юрскими и меловыми осадками. Поднятие вытянуто в северо-восточном направлении на 30-35 км и имеет ширину от 6 до 12 км. Поверхность палеозойского фундамента приподнята в осевой части поднятия до 3600 м и снижается на северо-западе и юго-востоке до 1200 м, т.е. превышение составляет 2400 м. Поднятие Чакчар — односторонняя горст-антиклиналь: ее пологое северо-западное крыло имеет угол падения $15-20^{\circ}$, юго-восточное оборвано Чакчарским взбросом (123), падающим на северо-запад под углом $70-80^{\circ}$. Амплитуда смещения достигает 3000 м (см. рис. 16, IV-IV).

Морфология поднятия изменяется по простиранью. На севере, где Чакчарский разрыв имеет северо-восточную ориентировку, а пологое крыло осложнено взбросом (124), поднятие Чакчар представляет собой двустороннюю симметричную горст-антиклиналь. Южнее Чакчарский разрыв приобретает субмеридиональное простиранье, а разрыв на пологом крыле поднятия (124) — характер сброса. Здесь поднятие Чакчар превращается в асимметричную двустороннюю

горст-антиклиналь, еще южнее — снова в симметричную, осложненную взбросом (125) в сводовой части. Далее на юг разрывы, осложняющие пологое крыло поднятия, исчезают и Чакчар приобретает форму односторонней горст-антиклинали. Юго-западная периклиналь поднятия ограничена разрывом (126) северо-западного простирания.

Поверхность фундамента поднятия Чакчар не только осложнена "живыми", но и пересечена многочисленными "мертвыми" разрывами. Отсутствие смещения по ним объясняется, вероятно, однородностью вещественного состава слагающих фундамент докембрийских пород. Смена одних форм III порядка другими происходит внезапно благодаря единичным мелким поперечным разрывам северо-западного простирания. Общая же ориентировка тектонических элементов — северо-восточная и субмеридиональная.

Поднятие Байсунтау (X) расположено к юго-востоку от поднятия Чакчар. Оно вытянуто в северо-восточном направлении на 80–90 км при ширине 15–20 км. От находящегося южнее поднятия Кугитангтау оно отделено узким субширотным прогибом (128), углы наклона северного склона которого 30–50°, а южного — 15°. На северо-востоке, воздымаясь, Байсунтау смыкается с собственно Гиссарским поднятием, а с востока ограничено Байсунским взбросом (127). Метаморфические толщи древнего срединного массива выходят на поверхность в восточной части северной половины поднятия, южнее имеются выходы пород девона, карбона и перми. Северо-западное крыло и южная часть Байсунтау сложены юрскими осадками и на большой территории бронированы верхнеюрскими известняками.

Поверхность палеозойского фундамента в северо-восточной части поднятия достигает 4000 м и опущена на северо-западе, у Чакчарского разрыва (123), до —800 м, т.е. разница между ее максимальными и минимальными абсолютными отметками составляет не менее 4800 м.

Поднятие Байсунтау резко асимметрично: его северо-западное крыло пологое (угол падения 8–20°), юго-восточное оборвано Байсунским взбросом (127), падающим на северо-запад под углом 60–65°. Амплитуда смещения по нему достигает 2600 м. В плане поднятие имеет дугообразную форму, обращенную выпуклостью на юго-восток, так как простирание Байсунтау меняется от субмеридионального на северо-востоке до субширотного на юго-западе. Изменение простирания Байсунского взброса и северо-западного пологого крыла поднятия происходит неодновременно, из-за чего меняются ширина (от 20–25 км на северо-востоке до 15–20 км в средней части и 15 км на юго-западе) и морфология поднятия.

Байсунтау отчетливо делится на две части: простую северо-восточную и сложно-построенную юго-западную. Первая представляет собой одностороннюю горст-антиклиналь с ундулирующим сводом (см. рис. 16, IV–IV): Простота строения, по-видимому, объясняется однородностью состава пород, слагающих фундамент этой части поднятия, так как здесь повсеместно распространены кристаллические сланцы и гнейсы докембрийского возраста. С появлением разновозрастных палеозойских пород пестрого вещественного состава усложняется строение Байсунтау: появляются разрывы, нарушающие поверхность фундамента, а также структурные формы более высокого порядка (130, 135, 132, 136, 137). Благодаря разрыву (129) и выпуклому перегибу (131) северо-западного простирания поверхность фундамента снижается с 3400 до 1800 м. К юго-западу располагается антиклинальный изгиб (133), осложненный разрывом северо-восточного простирания (134). На южной периклинали поднятия, при смене простирания Байсунтау с северо-восточного на субширотное, в его сводовой части появляется грабен треугольной формы в плане (135). К западу от него располагается несколько антиклинальных и синклиналиных изгибов поверхности фундамента (138, 139).

Отсюда видно, что морфология поднятия Байсунтау меняется по простиранию, а также в зависимости от состава пород, слагающих фундамент.

Поднятие Кугитангтау (XI) — южное из поднятий юго-западных отрогов Гиссарского хребта (см. врезку Б рис. 2). Оно расположено южнее Байсунтау и вытянуто в северо-восточном направлении на 90 км; ширина в северной части

8–10 км, а в южной – 25–30 км. Строение Кугитангтау во многом аналогично описанным выше поднятиям (Чакчар и Байсунтау). Оно также имеет в ядре метаморфизованные протерозойские отложения (здесь практически повсеместно развиты кварциты), бронированные на пологом северо-западном крыле и периклиналях верхнеюрскими известняками. Юго-восточное крыло оборвано разрывом типа взброса, плоскость сместителя которого падает на северо-запад. Поверхность фундамента воздымается в центральной части поднятия до отметок 2400 м и снижается на юго-западе в пределах рассматриваемой территории до –1000 м. Таким образом, относительное превышение составляет 3400 м.

Морфология поднятия Кугитангтау изменяется по простиранию: оно четко делится на три части. Северо-восточная часть – линейно-вытянутая и погружающаяся в северо-восточном направлении асимметричная антиклиналь с пологим северо-восточным ($12-15^{\circ}$) и крутым юго-западным ($25-30^{\circ}$) крыльями (см. рис. 17, 8–8). Максимальные отметки поверхности фундамента достигают здесь 1200 м. Центральная часть поднятия имеет в плане форму трапеции. На севере и на юге границей ее служат выпуклые перегибы поверхности фундамента субширотного (141) и северо-западного (142) простираний. С юго-востока она ограничена взбросом (140), амплитуда смещения по которому уменьшается в южном направлении, северо-западный склон пологий. Ширина центральной части поднятия Кугитангтау (144) в два раза больше, чем северо-восточной, а максимальные отметки поверхности фундамента достигают здесь уже 2400 м. По форме это односторонняя горст-антиклиналь, которая трансформируется к югу в более низкий асимметричный антиклинальный изгиб поверхности фундамента с крутым юго-восточным крылом, осложненным взбросом. Пологое крыло нарушено разрывами субмеридионального простирания (143). Поверхность палеозойского фундамента юго-западной части Кугитангтау погружена на глубину от –600 до –1000 м, и о ее структурных формах можно лишь косвенно судить по характеру деформаций кровли верхнеюрских известняков. Здесь прослеживаются две антиклинальные асимметричные складки (145, 146) северо-восточного и северо-западного простираний длиной в несколько километров.

Таким образом, поднятие Кугитангтау имеет небольшие абсолютные высоты поверхности палеозойского фундамента и отличается простотой своего строения и немногочисленностью осложняющих ее форм более высокого порядка. Это обусловлено, по-видимому, однородностью вещественного состава протерозойских пород.

Подняtie Сурхантау (XII) – самое восточное в системе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Оно протягивается в северо-восточном направлении примерно на 50 км, ширина его колеблется от 12 до 20 км. В ядре поднятия обнажаются метаморфические протерозойские породы (гнейсы и др.) и лежащие на них маломощные вулканогенно-осадочные отложения карбона. Северо-западный склон и периклинальное окончание бронировано верхнеюрскими известняками. Максимальные отметки поверхности фундамента достигают 3000 м, а минимальные (у Байсунского разрыва) меньше нуля. Следовательно, относительное повышение высот – 3000 м.

Морфология поднятия Сурхантау аналогична описанным выше. Осевая линия его образует дугу, выгнутую в юго-восточном направлении. Профиль асимметричен: северо-западное крыло полого (под углом 10°) снижается к Байсунтау (127), юго-восточное ограничено Сурхантауским разломом (147), представляющим собой взброс, плоскость сместителя которого падает на северо-запад под углом 60° (см. рис. 16, IV–IV). Амплитуда разрыва увеличивается с севера на юг и составляет не менее 3500 м. Сурхантау – асимметричная антиклиналь, юго-восточное крыло которой осложнено взбросом (147) на юго-западе, а северо-восточнее она приобретает форму односторонней горст-антиклинали. С изменением северо-восточного простирания на субмеридиональное это поднятие трансформируется в асимметричный антиклинальный изгиб поверхности фундамента с крутым (угол 60°) восточным и пологим (угол $17-20^{\circ}$) западным склонами. При новом изменении простирания с субмеридионального на северо-восточное снова обра-

зуется односторонняя горст-антиклиналь (149), ограниченная с юго-востока шарнирным (148) разрывом (его приподнятое крыло к северо-востоку становится опущенным, и наоборот). Таким образом, односторонняя горст-антиклиналь превращается в двустороннюю грабен-синклиналь (150), ограниченную взбросами.

Следовательно, морфология поднятия Сурхантау меняется с изменением его простирания. Тем не менее оно отличается сравнительно простым строением, что обусловлено однородностью состава пород фундамента. Пологое крыло представляет собой хорошо выдержанную моноклиналь, практически не осложненную деформациями более высокого порядка, а сводовая часть поднятия ундулирует, образуя несколько второстепенных пологих изгибов поверхности фундамента.

Центральная часть Гиссарского поднятия (XIII) представляет собой батолит. В его современном рельефе в отдельных местах сохранились останцы предмезозойской поверхности выравнивания и небольшие пятна мезозойских отложений, достоверно фиксирующие положение поверхности фундамента. В других местах минимальную приподнятость поверхности фундамента отражают наивысшие вершины и пики Гиссарского хребта.

Центральная часть Гиссарского поднятия протягивается в пределах карты в субширотном направлении на 150 км при ширине на западе 40–45 км, а на востоке — не более 15 км. Границами на севере служит Гиссарский разлом (78), а на юге, к востоку от юго-западных отрогов, — Ходжаобигармский (151). Поверхность палеозойского фундамента на многих участках воздымается более чем на 4600 м и снижается в отдельных местах до 2400 м. Разница между минимальными и максимальными высотами составляет 2200 м.

Центральная часть Гиссарского поднятия представляет собой на западе одностороннюю, а на востоке — двустороннюю горст-антиклиналь. Поверхность сместителя Гиссарского взбросо-надвига (78) падает на юг под углами от 25 до 80°. Южный склон на западе полого спускается к Чакчару и Байсунтау, а на востоке оборван Ходжаобигармским взбросо-надвигом (151), падающим на север. Последний в плане представляет собой ломаную линию, отрезки которой имеют субширотное и северо-восточное простирание, благодаря чему центральная часть Гиссарского поднятия резко сужается в восточном направлении. Свод осложнен изометричными пологими антиклинальными и синклинальными изгибами (152–160; см. рис. 16, III–III). Некоторые из них представляют собой односторонние грабен-синклинали, ограниченные с одной стороны взбросами (161 и 162), по которым палеозойские породы надвинуты на мезозойские отложения. Распространены субмеридиональные перегибы. Древние разрывы в большинстве своем являются "мертвыми".

Центральная часть Гиссарского поднятия отличается большими абсолютными высотами поверхности фундамента, слабой ее тектонической раздробленностью и преобладанием пологих, небольшой амплитуды, изометричных структурных форм высокого порядка. Последние две особенности представляется естественным связать с однородностью вещественного состава палеозойских пород на большой территории.

Южный склон Гиссарского поднятия (XIV) сложен преимущественно разнообразными по составу вулканогенно-осадочными каменноугольными, пермскими, а также другими палеозойскими породами. Здесь широко обнажены контакты с мезозойскими отложениями, хорошо сохранились останцы предмезозойской поверхности выравнивания.

Наивысшие отметки поверхности фундамента достигают 4600 м, наименьшие — 400 м (колебание высот составляет не менее 4200 м). Сравнительно густая сеть разрывов и разноориентированные изгибы поверхности фундамента образуют разнообразные структурные формы II и III порядков.

В западной части района располагается треугольный, наклоненный на юго-запад блок фундамента (163), морфология которого меняется благодаря шарнирному разрыву (148): на юге это ступень, на севере — двусторонний горст. С востока к нему примыкает двусторонняя Зеварская грабен-синклиналь (164), вытянутая в северо-восточном, субширотном, а на востоке — в восток-северо-

восточном направлении и ограниченная с двух сторон взбросо-надвигами (165, 166 и 167). На участке смены субширотного простирания восток-северо-восточным синклиналиный изгиб опущенного блока превращается в наклоненную то на юг, то на север поверхность (см. рис. 16, III—III).

Восточным продолжением Зеварской грабен-синклинали является опущенная по отношению к ней по разрыву (168) Пошмикунинская впадина (169). На участке субширотного простирания это двусторонняя грабен-синклинали: с юга и севера ее ограничивают взбросы (170, 151) с углами падения 75 и 55° и амплитудой смещения соответственно 800 и 2800 м. С изменением простирания на северо-восточное грабен-синклинали становится односторонней: юго-восточный склон наклонен на северо-запад под углами сначала 20°, а затем 30—35°. Отметки поверхности фундамента колеблются от 2000 до 3000 м. С северо-запада впадина ограничена взбросом (151) амплитудой 2400 м, падающим на северо-запад под углом 70°, а на северо-востоке — небольшим разрывом северо-западного простирания (171), по которому палеозойские отложения подняты на высоту 3400 м.

К югу от Зеварской и Пошмикунинской впадин располагается (см. рис. 16, III—III) поднятие Мечетли (172), вытянутое в северо-восточном направлении на 40—50 км при ширине 10—15 км. Северной и западной границей его служат описанные выше взбросы (167, 170); южный склон полого (8—10°), затем круто (40—60°) снижается в сторону Таджикской депрессии. Мечетли — типичная односторонняя горст-антиклиналь с ундулирующим сводом. Максимальные отметки поверхности фундамента достигают 3600 м, минимальные зафиксированные — 0 м, т.е. превышение составляет не менее 3600 м.

Восточнее поднятия Мечетли система субширотных взбросов (151, 177, 179, 180, 182), падающих на север, образует ступени поверхности фундамента (173—176, 188). В области смыкания Мечетли со ступенями появляется ромбовидная в плане Хакиминская грабен-синклинали (178), ограниченная крутыми взбросами (181). Гипсометрические отметки ступеней следующие: 3000—4000, 2800—3600, 1600—2400, 1200—2200 м. На востоке ступени ограничены взбросами северо-западного простирания (183, 184). Западный из них — Шираталинский (184), стыкуясь с субширотным взбросо-надвигом (179), образует грабен-синклинали (185), юго-восточный склон которой постепенно воздымается от 1400 до 2600 м. Здесь прослеживается несколько перегибов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний (186, 187). К востоку от разрыва северо-западного простирания (183) одна из ступеней трансформируется в Ходжаобигармский клиновидный грабен (189), морфология которого меняется с запада на восток из-за увеличения углов падения разрывов (151, 190).

Таким образом, на южном склоне Гиссарского поднятия наблюдаются разнообразные структуры поверхности фундамента, что, по-видимому, объясняется пестрым вещественным составом пород, слагающих фундамент, и значительной его первоначальной тектонической раздробленностью.

Приведенный выше фактический материал лег в основу анализа характера и степени деформированности поверхности фундамента, выделения типов структур и выяснения основных черт их пространственного расположения.

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ДЕФОРМИРОВАННОСТИ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Представление о деформациях поверхности фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня получено путем анализа ее современной структуры по ряду параметров, к которым относятся абсолютные и относительные высоты, углы наклона, кривизна, соотношение вертикальных амплитуд изгибов и разрывов поверхности фундамента и т.д.

АБСОЛЮТНЫЕ ВЫСОТЫ

Наивысшие отметки (5550 м) поверхности фундамента приурочены к центральной части Зеравшанского поднятия как срединного в Туркестано-Зеравшано-Гиссарском мегантиклинории, разделяющем Ферганский и Таджикский мегасинклинории; это Чимтаргинский узел, к западу и востоку от которого поверхность фундамента снижается до 4400—4600 м и менее. Ниже оказываются и гипсометрические отметки сводовых частей Туркестанского и Гиссарского поднятий.

Расположение этого наиболее возвышенного участка поверхности палеозойского фундамента, на первый взгляд случайное, после анализа крупных структур как внутри, так и за пределами рассматриваемого региона оказывается вполне закономерным. Он находится там, где субширотные складки основания (Туркестанское, Зеравшанское и Гиссарское поднятия) пересекаются линией северо-восточного простирания, соединяющей центральные поднятия юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Кугитангтау (XI) и Байсунтау (X), с Курамино-Чаткальскими поднятиями Северо-Западного Тянь-Шаня. На этой же линии наблюдаются наибольшие абсолютные высоты поверхности фундамента Гиссарского (4800 м) и Туркестанского (4200 м) поднятий (см. рис. 2). Приуроченность наиболее приподнятых участков поверхности фундамента к точкам пересечения поднятий различных направлений неоднократно отмечалась в литературе (Кравченко, Смирнов, 1957; Казимиров, Лукина, 1964, 1966).

Граница распространения абсолютных высот поверхности фундамента свыше 4000 м на юге вытянута в субширотном направлении, на западе — в субмеридиональном, на севере — с юго-запада на северо-восток (рис. 22). Граница распространения гипсометрических отметок поверхности фундамента от 2600 до 4000 м и от 1800 до 2600 м имеет ту же закономерность. Минимальные высоты поверхности фундамента (ниже 1000 м) располагаются в Зирабулак-Зиаэтдинских горах, на периклиналях поднятий юго-западных отрогов Гиссарского хребта и при снижении поверхности фундамента в сторону Таджикской депрессии. Они не распространены восточнее субмеридиональной линии, проходящей с севера на юг вдоль восточной границы Пенджикентской депрессии, западной границы Чимтаргинского поднятия и восточной границы Зеварской впадины.

Гипсометрия поверхности фундамента не связана с вещественным составом палеозойских пород и не определяется прочностью и устойчивостью их к размыву. Так, максимальные гипсометрические отметки поверхности фундамента приурочены к выходам нижнедевонских известняков, которые в других местах слагают фундамент с высотой поверхности 2600—3000 м. Интрузивные массивы выходят

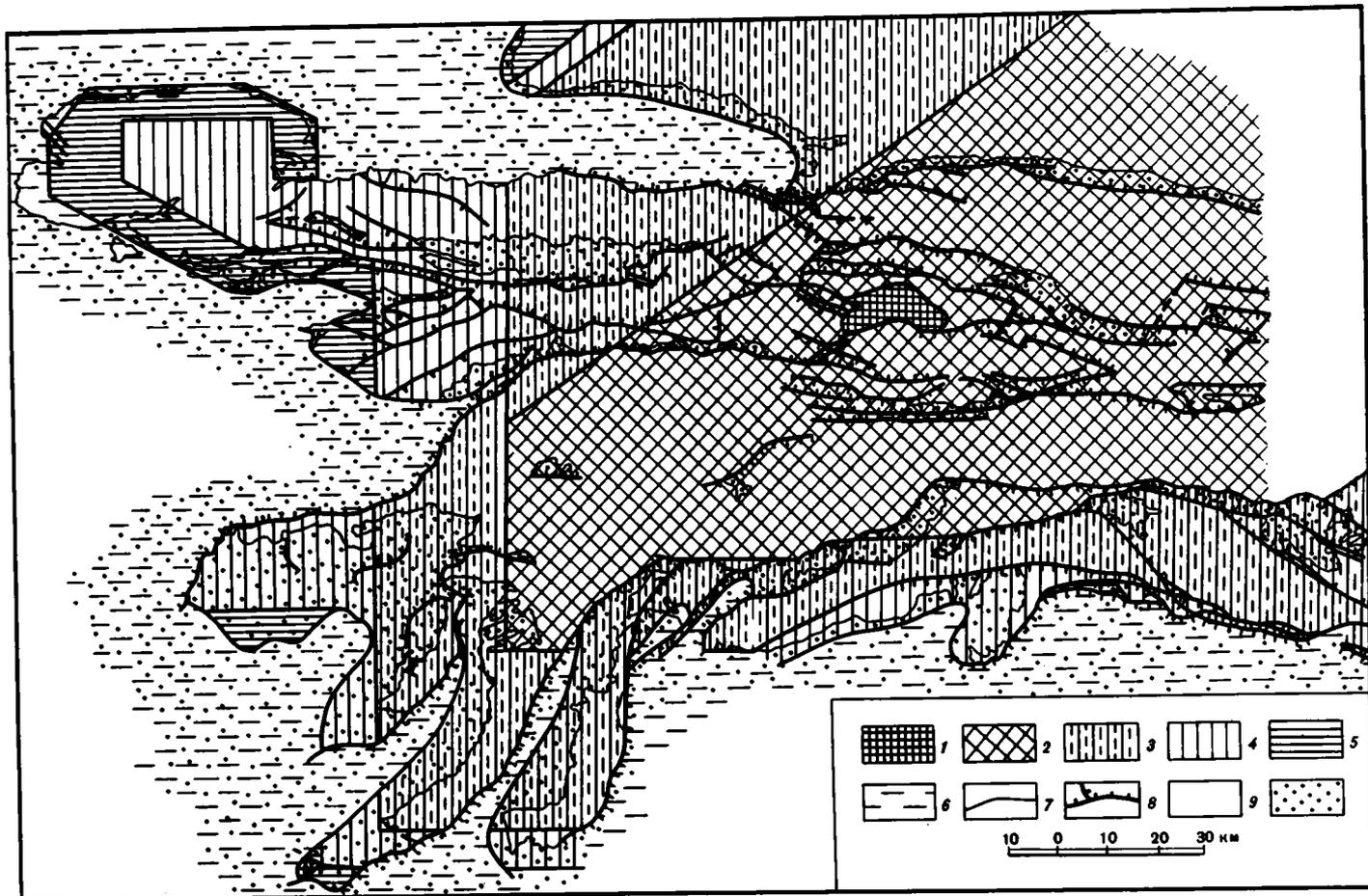


Рис. 22. Гипсометрическая схема поверхности палеозойского фундамента

Абсолютные высоты, м: 1 – от 5000 до 5500, 2 – от 4000 до 5000, 3 – от 2600 до 4000, 4 – от 1800 до 2600, 5 – от 1000 до 1800, 6 – ниже 1000; 7 – геологические границы; 8 – тектонические разрывы; возраст пород: 9 – палеозойский, 10 – мезозойско-кайнозойский

на поверхность с абсолютными отметками 600, 800–1000, 1000–2000, 2600–4600 м и т.д. Сланцевые толщи нижнего силура слагают фундамент, высоты поверхности которого колеблются от 800 до 4200 м. Гипсометрия поверхности фундамента, следовательно, является результатом тектонических деформаций.

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ВЫСОТЫ

Анализ карты поверхности фундамента (см. рис. 2) позволяет выделить районы небольших и районы значительных колебаний гипсометрических отметок поверхности фундамента на коротких расстояниях.

Максимальные превышения приурочены к Пенджикентской депрессии и обрамляющим ее поднятиям – Туркестанскому и Чакылкалян, где они достигают 4800 м. Такие же превышения имеют поднятия, окружающие Фан-Ягнобскую депрессию (4600 м). Превышения сводовых частей поднятий Байсунтау, Сурхантау и Чакчара над опущенными частями их склонов, а также поднятий, окружающих Зеравшанскую и Магианскую депрессии, по отношению к их глубоко прогнутым днищам составляют 3600–4000 м. Превышения до 3000 м характерны для поднятий, обрамляющих Искандеркульскую, Ишакмайданскую и Зеварскую впадины.

Минимальные превышения поверхности палеозойского фундамента присущи Зирабулак-Зиатдинским поднятиям (500–600 м), а средние величины характерны для поднятия Кара-тюбе (1200 м), западных частей поднятий Чакылкалян (1400 м) и Хозрет-Султан (1600 м).

Отсюда следует, что большие превышения поверхности фундамента отмечены не там, где находятся ее максимальные абсолютные высоты, а там, где сравнительно высоко приподнятые участки поверхности фундамента располагаются в непосредственной близости от глубоко прогнутых депрессий, приуроченных обычно к областям распространения палеозойских сланцевых толщ. Пенджикентская депрессия заложилась на контакте сланцев нижнего силура со сланцами нижнего и среднего палеозоя, Зеравшанская – в области развития нижнесилурийских сланцев, восточная глубокая часть Магианской впадины – на контакте сланцевой толщи ниже-среднепалеозойского возраста со сланцами среднего девона и нижнего карбона, Фан-Ягнобская впадина – в области развития ниже- и среднепалеозойских сланцев, Искандеркульская – на контакте терригенной, преимущественно сланцевой, толщи среднего и верхнего карбона со сланцами среднего палеозоя и т.д. Днища впадин, располагающихся на известняковых и интрузивных массивах, не являющихся глубоко погруженными. Западная часть Магианской впадины приурочена к лудловским известнякам верхнего силура; Мухбель-Тавасангская впадина, вытянувшаяся вдоль главного Гиссарского разлома, развита на ниже-среднедевонских и частично верхнесилурийских известняках; Зиддинская впадина находится между интрузивными и известняковыми палеозойскими массивами. Превышения окружающих поднятий над их днищами обычно равны сотням метров и нигде не превышают 2000 м.

Следовательно, пространственное изменение превышений поверхности фундамента находится в непосредственной зависимости от расположения палеозойских пород различного состава. Максимальные превышения характерны для участков развития палеозойских толщ, обладающих большой пластичностью и способностью к пликативным деформациям, минимальные – к областям распространения непластичных пород.

УГЛЫ НАКЛОНА

Углы наклона поверхности фундамента являются одним из характерных показателей ее деформированности. Участки максимальных (35–40°) уклонов отмечены для склонов глубоко прогнутых депрессий, приуроченных к сланцевым палеозойским толщам: Искандеркульской, Зеравшанской, Зеварской, Магианской, Фан-Ягнобской и др. Кроме того, они присущи склонам некоторых круто

наклоненных односторонних горстов и резких перегибов поверхности фундамента, приуроченных к зонам региональных глубинных швов (например, южный склон поднятия Хозрет-Султан в зоне Гиссарского разлома).

Минимальные ($5-8^{\circ}$) углы наклона поверхности фундамента отличают прежде всего участки эпигершинской платформы — район Зирабулак-Зиаздинских поднятий. Пологими ($10-15^{\circ}$) являются также сводовые части крупных поднятий эпиплатформенной орогенической области (Кара-тюбе, Чакылкалян, некоторые участки Гиссарского поднятия), сложенные преимущественно непластичными палеозойскими толщами, а также, по-видимому, днища широких впадин (Магианской, Пенджикентской и др.).

Таким образом, углы наклона поверхности фундамента определяются интенсивностью поднятий и вещественным составом палеозойских пород.

КРИВИЗНА

Показателем деформированности поверхности палеозойского фундамента является степень ее изогнутости. Она охарактеризована средней кривизной двух взаимно перпендикулярных сечений (вертикального и горизонтального) поверхности фундамента. На схеме кривизны Юго-Западного Тянь-Шаня (см. рис. 15) проведены положительные и отрицательные линии ее равных значений: максимальных (больше $+20$ или меньше -20), что соответствует радиусу кривизны 25 км и менее; средних (от ± 20 до ± 10), что соответствует радиусу кривизны от 25 до 50 км; минимальных (меньше $+10$ и больше -10), что соответствует радиусу кривизны больше 100 км. Нулевая кривизна наблюдается при радиусе кривизны, равном бесконечности.

Анализ схемы кривизны поверхности фундамента показывает, что максимальные (как положительные, так и отрицательные) значения встречаются только в эпиплатформенной орогенической области. Они приурочены к наиболее приподнятым участкам поверхности фундамента, которые начали проявлять себя как поднятия еще на самом раннем этапе развития и уже существовали в начале орогенного этапа (Костенко, 1953), т.е. развивались в течение максимально длительного времени. Это подтверждается еще и тем, что чем древнее отложения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, залегающего на палеозойском фундаменте, чем круче изгиб его поверхности.

Минимальные значения кривизны (± 10), имеющие радиус изгиба более 100 км, приурочены к периферическим участкам крупных складок основания и Зирабулак-Зиаздинским поднятиям эпигершинской платформы, т.е. к участкам фундамента, которые были вовлечены в поднятие позже других и расположены сейчас на небольших гипсометрических отметках.

На основании изложенного можно сделать вывод о прямой зависимости деформированности поверхности фундамента от интенсивности тектонических движений.

СООТНОШЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ АМПЛИТУД ИЗГИБОВ И РАЗРЫВОВ

Вопрос о ведущей роли изгибов или смещений по тектоническим разрывам при деформациях поверхности фундамента является одним из основных для понимания их природы и характера, что обусловило повышенный интерес к этой проблеме многих исследователей. Одни ученые придерживаются точки зрения о глыбовой природе деформаций (Наливкин, 1926; Цейслер, 1962, 1965а, б; Попов, 1963 и др.), другие отводят формированию складок основания большого радиуса кривизны первостепенное значение (Арган, 1936; Шульц, 1940, 1948а, 1950; Костенко, 1959, 1961, 1964, 1972 и др.), третьи придерживаются представления о складчато-глыбовых перемещениях (Обручев, 1948; Резвой, 1961; Суворов, 1963; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963). Несмотря на накопление большого количества фактического материала и установление разнообразных сочетаний изги-

Таблица 1

Соотношение максимальных вертикальных амплитуд разрывов и изгибов поверхности фундамента II порядка

Участок	Максимальные вертикальные амплитуды разрывов (в м)	Максимальные вертикальные амплитуды изгибов (в м)
Зирабулакское и Зиаэтдинское поднятия	50–100	500
Поднятие Кара-тюбе	100	1200
Поднятие Чакылкалян и Магианская впадина	850	1600
Пенджикентская и Зеравшанская впадины	1300	3000
Центральная часть Зеравшанского поднятия и Фан-Ягнобская впадина	2000	2800
Поднятие Хозрет-Султан и Мухбель Тавасангская впадина	900	1700
Чимтаргинское поднятие, Искандеркульская и Зиддинская впадины	1900	2100
Центральная часть Гиссарского поднятия	1800	2000
Поднятие Чакчар	2800	1800
Поднятие Байсунтау	2600	1700
Поднятие Сурхантау	3500	200

бов и разрывов в разных районах Тянь-Шаня, указанную выше проблему все же нельзя считать решенной.

Мы подошли к оценке характера тектонических деформаций путем сравнения вертикальных амплитуд смещений по тектоническим разрывам с вертикальными амплитудами изгибов поверхности фундамента (о методике замеров тех и других говорилось в гл. III).

Из табл. 1 видно, что в пределах Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского поднятий ведущая роль принадлежит изгибам поверхности фундамента, амплитуды которых больше амплитуд смещений по однопорядковым тектоническим разрывам. Для поднятий юго-западных отрогов Гиссарского хребта характерны разрывные деформации, изгибы поверхности фундамента для них имеют второстепенное значение.

С увеличением размеров структурных форм поверхности фундамента до I порядка в первом районе возрастает роль изгибов по сравнению с разрывами, а во втором — наоборот. С уменьшением размеров структурных форм до III порядка роль смещений поверхности фундамента по разрывам возрастает, но не является преобладающей для всех структур (см. гл. IV). Таким образом, преобладание изгибов поверхности фундамента, амплитуды которых значительно превышают амплитуды смещений по тектоническим разрывам, свойственно структурным формам I и II порядка в пределах древней палеозойской геосинклинали. Структурные формы поверхности фундамента, сформировавшиеся в области древнего срединного массива с протерозойским кристаллическим основанием, обязаны своим происхождением преимущественно расколам фундамента и в значительно меньшей степени ее изгибам.

Отсюда следует, что характер деформированности поверхности фундамента различных геоструктурных областей неодинаков, причем решающую роль здесь играют вещественный состав пород фундамента, их мощность и степень пластичности. Геосинклиналичные формации большой мощности способны образовывать пликативные структуры в гораздо большей степени, чем жесткие непластичные породы протерозойского срединного массива, раскалывающиеся в результате тектонических движений.

**СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА
И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ****ТИПЫ СТРУКТУР**

Морфологию новейших структур Тянь-Шаня изучали многие исследователи (Чедия, 1963б; Цейслер, 1965б; Костенко и др., 1969). Автор данной работы попытался выделить среди структур поверхности палеозойского фундамента (в значительной степени обязанных своим происхождением новейшим движениям) типичные, а также выяснить причины изменения их морфологии и закономерности пространственного расположения.

Разнообразные структурные формы поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня могут быть разделены прежде всего на три крупных типа: складки основания (изгибы поверхности фундамента), блоки с изогнутой и прямой поверхностью и наклонные формы. Первые два типа включают как положительные, так и отрицательные структуры (рис. 23).

Среди складок основания выделяются антиклинали и синклинали разной морфологии (симметричные, асимметричные, коробчатые), не осложненные и осложненные разрывами (взбросо-надвигами, вертикальными разрывами и сбросами), а также горстами и грабенами.

Блоки делятся на горст-антиклинали и горсты, грабен-синклинали и грабены, подразделяющиеся на односторонние, ограниченные разрывом с одной стороны, и двусторонние, ограниченные разрывами с двух сторон (с выпуклой, вогнутой, наклонной и горизонтальной поверхностью). Среди двусторонних горст-антиклиналей и горстов, грабен-синклиналей и грабенов могут быть выделены симметричные, ограниченные разрывами одного типа, и асимметричные, ограниченные разрывами с разным характером смещения.

Наклонные структурные формы представлены в виде разнообразных перегибов и образованных разрывами ступеней.

В преобладающем большинстве случаев разрывы Юго-Западного Тянь-Шаня являются взбросами и надвигами (см. рис. 2). Поэтому в регионе из всех рассмотренных выше возможных типов (см. рис. 23) практически повсеместно получил распространение "набор" специфических по морфологии структур разных порядков, которые можно охарактеризовать как структуры сжатия (рис. 24). Это, во-первых, изгибы поверхности фундамента, осложненные взбросо-надвигами, а также односторонними и двусторонними клиновидными горстами и грабенами; во-вторых, односторонние и двусторонние горст-антиклинали и горсты, грабен-синклинали и грабены, ограниченные взбросами и надвигами, и, в-третьих, ступени, образованные взбросо-надвигами. Исключением является лишь несколько образованных сбросами ступеней в восточной части южного склона Гиссарского поднятия.

Эта закономерность присуща структурным формам всех рассматриваемых порядков — I, II и III (рис. 25), что обуславливает их большое морфологическое сходство.

Конфигурация структур в плане определяется очертаниями их границ (рис. 26). Границы форм II и III порядков могут проходить по тектоническим разрывам или быть безразрывными.

Антиклинали	Синклинали	Складки основания
		А. Не осложненные разрывами
		Б. Осложненные: а - взбросо-надвигами б - вертикальными разрывами в - сбросами г - горстами д - грабенами
Горст-антиклинали и горсты	Грабен-синклинали и грабены	Блоки
		А. Односторонние, ограниченные: а - взбросо-надвигами б - вертикальными разрывами в - сбросами
		Б. Двусторонние 1. Симметричные, ограниченные: а - взбросо-надвигами б - вертикальными разрывами в - сбросами 2. Асимметричные, ограниченные: а - взбросо-надвигом и сбросом б - взбросо-надвигом и вертикальным разрывом в - сбросом и вертикальным разрывом
		Наклонные формы
		А. Перегибы: а - выпуклые б - вогнутые в - флексуобразные
		Б. Ступени, образованные разрывами: а - взбросо-надвигами б - вертикальными в - сбросами

Рис. 23. Типы структур поверхности палеозойского фундамента

Структурные формы			Поднятия			
			Туркестанское	Зеравшанское	Гиссарское	Юго-западных отрогов Гиссара
ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ	складки основания антиклинали	не осложненные разрывами				
		осложненные разрывами				
	блоки горст-антиклинали и горсты	односторонние				
		двусторонние				
	асим-сим-мет-рич-ные					
ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ	складки основания синклинали	не осложненные разрывами				
		осложненные разрывами				
	блоки грабен-синклинали и грабены	односторонние				
		двусторонние				
	асим-сим-мет-рич-ные					
НАКЛОННЫЕ	перегибы					
	ступени, образованные разрывами					

Рис. 24. Морфология структур поверхности фундамента

Структурные формы				I порядка		II порядка		III порядка								
				Западный Тянь-Шань и прилегающие закрытые пространства				Южный склон Гиссарского хребта и его юго-западные отроги				Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область				
				10 0 10 20 30 40 50 км				3 0 3 6 9 12 15 км				1,5 0 1,5 3 4,5 6 7,5 км				1,5 0 1,5 3 4,5 6 7,5 км
ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ	складки основания	антиклинали	не осложненные разрывами	симметричные												
			асимметричные													
			осложненные разрывами													
	блоки	горсты	двусторонние	симметричные												
			асимметричные													
			односторонние													
ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ	складки основания	синклинали	не осложненные разрывами	симметричные												
			асимметричные													
			осложненные разрывами													
	блоки	грабены	двусторонние	симметричные												
			асимметричные													
			односторонние													
НАКЛОННЫЕ	перегибы															
	ступени, образованные разрывами															

Рис. 25. Морфология структур поверхности фундамента разных порядков

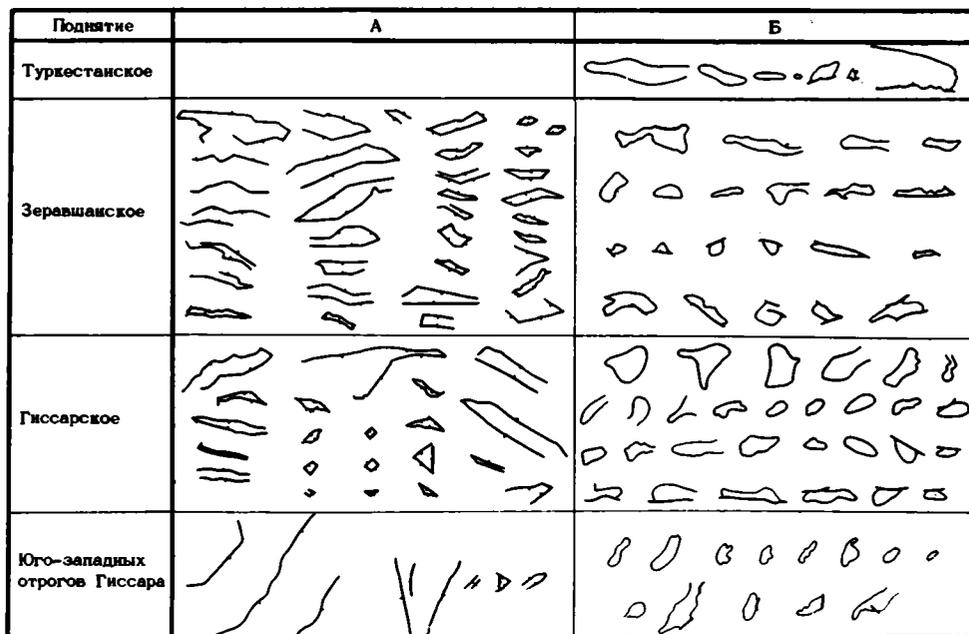


Рис. 26. Структурные формы II и III порядков в плане с границами по тектоническим разрывам (А) и с безразрывными (или частично разрывными) границами (Б). Бергштрих направлен в сторону опущенного крыла

В Туркестанском поднятии "живые" разрывы почти отсутствуют, структурные формы II и III порядков имеют преимущественно безразрывные границы. Это линейно-вытянутые преимущественно в субширотном или запад-северо-западном направлениях эллипсовидные поднятия (их 70%), разделенные понижениями субмеридионального и северо-восточного простираний. В субширотном направлении вытянуты также впадины, расположенные вдоль южного склона Туркестанского поднятия, — Пенджикентская и Зеравшанская.

Зеравшанское поднятие и его северо-западные отроги отличаются большим числом разрывных нарушений преимущественно субширотного простирания, реже — запад-северо-западного и северо-восточного. Густая сеть тектонических разрывов образует структуры, которые ориентированы в основном широтно и на запад-северо-запад (аз. 80–90 и 280–320° — 55%) и лишь иногда вытянуты в меридиональном или северо-восточном направлениях (аз. 0 и 30–50° — 21%). Сходятся разрывы преимущественно под острыми или тупыми (редко прямыми) углами. Сочетание разрывов разных простираний образует очень причудливые в плане структурные формы. Более простые напоминают обычно вытянутые треугольники, параллелограммы, ромбы, трапеции или их элементы и комбинации этих элементов с другими линиями. Поднятий и впадин II и III порядка с безразрывными или частично разрывными границами в Зеравшанском поднятии в полтора раза меньше, чем структурных форм с разрывными границами. Они вытянуты также преимущественно в субширотном направлении, но некоторые из них ориентированы на северо-запад и юго-восток. Границы их, как правило, имеют разные простирания. Почти не развиты изометричные формы.

В Гиссарском поднятии распространены разрывы субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, которые образуют структурные формы высоких порядков, приближающиеся в плане к треугольникам, ромбам, параллелепипедам, параллелограммам, трапециям, причем часто с прямыми, изредка тупыми и острыми углами. Простирания их так же многообразны, как и простирания тектонических разрывов. Структуры с безразрывными (или частично разрывными) границами встречаются в Гиссарском поднятии в полтора раза чаще, чем структурные формы с разрывными границами. Они изометричны в плане

(что их резко отличает от аналогичных форм Зеравшанского поднятия), но в их очертаниях можно найти элементы разных структурных направлений. Преобладают (45%) все же северо-восточные (аз. 40–80°), а субширотные и запад-северо-западные (аз. 90 и 280–320°) составляют 35%.

Поднятия юго-западных отрогов Гиссарского хребта представляют собой структуры II порядка. Они вытянуты с юго-запада на северо-восток и отделены друг от друга параллельными разрывами в основном того же простирания. Осложняют структурные формы III порядка с разрывными границами немного, преобладают структурные формы с безразрывными границами. Последние близки к овалу в плане и в большинстве случаев несколько вытянуты в северо-восточном (40%) направлении. Разделяющие их впадины имеют северо-западное простирание. Иногда встречаются субширотные и субмеридиональные формы (аз. 90° – 16%, аз. 350–360° – 10%).

Таким образом, каждое из поднятий I порядка осложнено характерными только для него одного структурными формами II и III порядков. Туркестанское поднятие осложнено поднятиями и впадинами с безразрывными границами эллипсоидной формы субширотного простирания, Зеравшанское – структурными формами преимущественно с разрывными и в меньшей степени безразрывными границами, главным образом тоже субширотного простирания, Гиссарское – преимущественно изометричными поднятиями с безразрывными границами и в меньшей степени с разрывными границами разных простираний. Поднятия юго-западных отрогов Гиссарского хребта осложнены поднятиями поверхности фундамента с безразрывными границами овальной формы в плане, слегка вытянутыми в северо-восточном направлении, которые разделены понижениями северо-западного простирания. Как было показано в гл. IV, это обусловлено литологическими различиями и разной степенью первоначальной тектонической раздробленности палеозойских пород, слагающих каждое из поднятий I порядка, границы которых совпадают с границами палеозойских структурно-фациальных зон.

ИЗМЕНЕНИЕ МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР

Анализ поперечных сечений структур поверхности фундамента разных порядков, осуществленный с помощью большого количества профилей (см. рис. 16, 17, 24, 25 и др.), показал, что их морфология меняется по простиранию. Например, сложно построенный, осложненный грабенами и горстами антиклинальный изгиб поверхности фундамента западной части поднятия Чакьлькалаян (см. рис. 2) к востоку трансформируется в одностороннюю горст-антиклиналь. Поднятие Байсунтау – на севере простая, не осложненная разрывами, односторонняя горст-антиклиналь – с продвижением к югу осложняется структурными формами более высокого порядка и т.д.

Исследование большого количества фактического материала (гл. IV) позволяет прийти к выводу, что ведущими факторами трансформации структур поверхности фундамента по простиранию являются изменение вещественного состава пород, слагающих фундамент, а также наличие древних тектонических контактов. Не нарушенные разрывами изгибы поверхности фундамента обычно формируются в областях распространения однородных по составу палеозойских пород: довольно крутые линейно-вытянутые антиклинальные и синклинальные изгибы, часто асимметричные, – на сланцевых толщах, изометричные поднятия коробчатой формы в профиль – на интрузивных породах. Горсты в большинстве случаев образованы известняками, грабены – палеозойскими сланцами. Пестрый вещественный состав пород фундамента и интенсивная первоначальная тектоническая раздробленность, как правило, обуславливают более сложную структуру его поверхности (табл. 2).

Не меньшую роль в морфологии структур поверхности фундамента играет пространственное положение тектонических разрывов, нарушающих фундамент.

Таблица 2

Зависимость морфологии структур поверхности фундамента от вещественного состава слагающих его пород

Структурные формы	Состав и возраст пород фундамента
Антиклинали	Интрузивные породы. Сланцы нижнего силура
Синклинали	Сланцы нижнего силура. Терригенно-эффузивные породы среднего карбона
Горст-антиклинали одно-сторонние	Интрузивные и эффузивные породы. Метаморфические кристаллические сланцы. Известняки нижнего и верхнего силура. Сланцы нижнего и среднего палеозоя
Горст-антиклинали дву-сторонние	Интрузивные и эффузивные породы. Известняки нижнего и верхнего силура. Известняки, переслаивающиеся со сланцами силура и нижнего девона
Грабен-синклинали односторонние	Сланцы нижнего и среднего палеозоя. Терригенно-эффузивные породы нижнего и среднего карбона. Известняки, переслаивающиеся со сланцами силура и нижнего девона
Грабен-синклинали двусторонние	Сланцы нижнего силура. Терригенно-эффузивные породы среднего карбона
Горсты	Известняки верхнего силура. Известняки нижнего девона. Интрузивные породы
Грабены	Сланцы нижнего силура. Сланцы верхнего девона и нижнего карбона. Сланцы среднего карбона. Терригенные породы среднего и верхнего карбона
Ступени	Известняки верхнего силура. Известняки, переслаивающиеся со сланцами силура и нижнего девона. Терригенно-эффузивные породы нижнего и среднего карбона

При совместном анализе карт поверхности палеозойского фундамента и геологической нетрудно заметить, что не все тектонические разрывы фундамента приняли участие в мезозойско-кайнозойской деформации его поверхности. Часть древних герцинских разрывов при последующих тектонических движениях была обновлена, участвовала в деформации, сместив поверхность фундамента на разные гипсометрические уровни. Многие разрывы образовались только в орогенный период развития территории, в альпийское время. И те и другие условно называются "живыми", так как они нарушают поверхность фундамента, активно участвуя в ее деформации. Другая часть герцинских разрывов в период интенсивных тектонических движений и орогенного воздымания региона осталась "мертвой", не проявив себя в деформациях поверхности фундамента (см. рис. 2). Каковы же пространственные закономерности расположения "живых" и "мертвых" разрывов?

Фактический материал показал, что в пределах Юго-Западного Тянь-Шаня в преобладающем большинстве случаев "живые" разрывы располагаются на границе толщ палеозойских пород различного вещественного состава, наследуя, по-видимому, древние герцинские тектонические контакты, а "мертвые" — в пределах однородных толщ; несколько исключений не меняет общей закономерной картины. Отсюда — тесная связь формы структур с составом и первоначальной тектонической раздробенностью палеозойских пород.

Изменение морфологии структур поверхности фундамента часто происходит с изменением простиранья. В большинстве случаев это связано с изменением характера смещения по тектоническим разрывам. Как будет показано ниже, каждому из простираний присущ свой тип смещения по тектоническим разрывам. Поэтому,

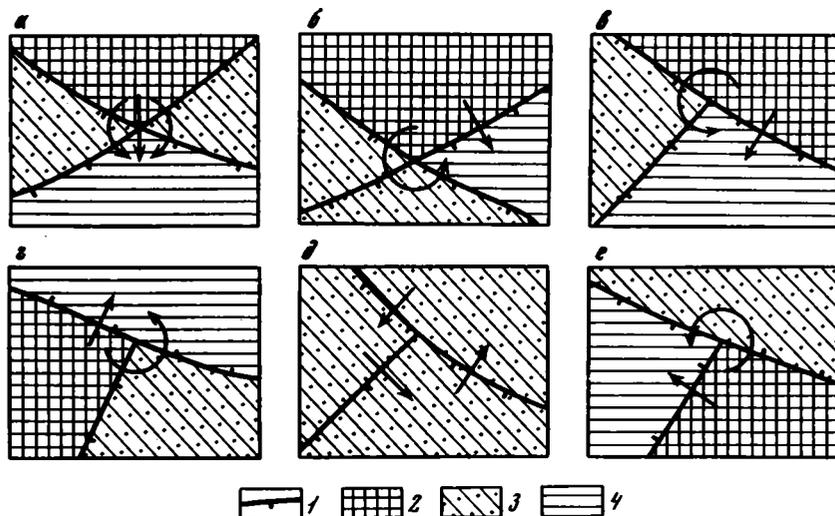


Рис. 27. Деформации поверхности фундамента в местах пересечения и торцового сочленения разрывов

1 — разрывы (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла); ступени: 2 — наиболее приподнятая, 3 — средняя по высоте, 4 — наиболее опущенная; стрелкой показано направление снижения высоты ступеней

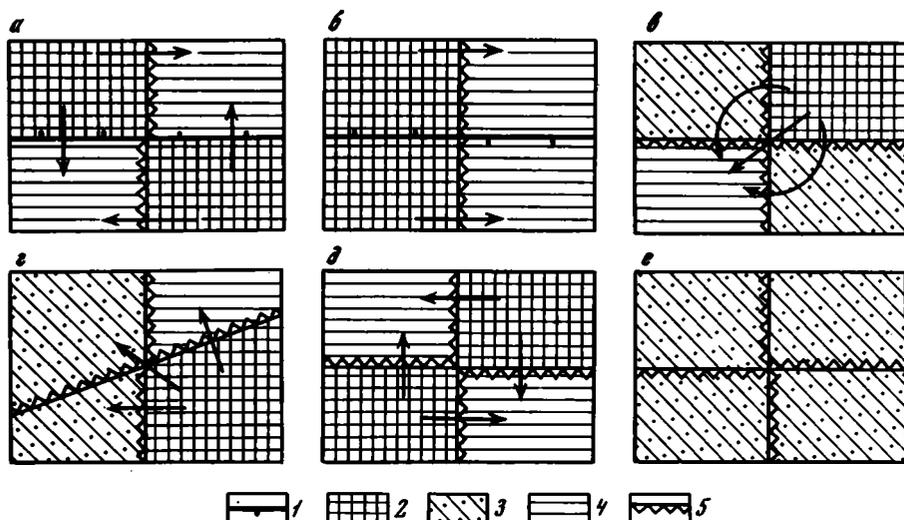


Рис. 28. Деформации поверхности фундамента в местах пересечения перегибов с разрывами и друг с другом

1—4 — условные обозначения см. на рис. 27; 5 — перегиб поверхности фундамента

например, субширотная односторонняя грабен-синклираль (117) при изменении простирания на северо-западное трансформируется, так как ограничивающий ее с юга субширотный взброс (118) при изменении простирания на северо-западное превращается в сброс (см. рис. 2). Это же явление наблюдается при появлении шарнирных разрывов, у которых приподнятое крыло в точке шарнира переходит в опущенное, и наоборот. В этом случае ступень по простиранию может трансформироваться в грабен или горст. Примером является ступень у Ходжаобигармского разрыва (151), которая благодаря шарнирному характеру южного разрыва превращается на востоке в двусторонний грабен (189).

Резкое изменение морфологии структур происходит в местах пересечения и торцового смыкания тектонических разрывов и перегибов поверхности палеозойского фундамента. Пространственное расположение и разный характер разрывов обуславливают и различия в морфологии структур. Так, два пересекающихся нешарнирных разрыва образуют четыре ступени, снижающиеся по отношению друг к другу в одном направлении; наиболее приподнятый и наиболее опущенный блоки фундамента располагаются в шахматном порядке (рис. 27,а). Если же один из разрывов шарнирный и шарнир находится в точке пересечения разрывов, то наиболее приподнятый и наиболее опущенный блоки фундамента располагаются рядом (рис. 27,б); снижение высоты образованных разрывами ступеней происходит как бы по кругу (разрывы 5 и 9 в Зирабулак-Зиаэтинских поднятиях на рис. 2). При торцовом сочленении нешарнирных разрывов образуются три ступени поверхности фундамента (рис. 27,в,г), снижающиеся по отношению друг к другу по кругу (разрывы 151 и 148 в Гиссарском поднятии, 83 и 88 – в Зеравшанском на рис. 2). Если же основной разрыв шарнирный, то все три ступени поверхности фундамента будут либо одинаковые (рис. 27,д), либо наиболее приподнятая и наиболее опущенная окажутся рядом (рис. 27,е). Таковы, например, разрывы 183, 179 и 190 на южном склоне Гиссарского поднятия (см. рис. 2).

На изменение формы структур большое влияние оказывают также перегибы поверхности фундамента, которые по отношению к крупным поднятиям и понижениям могут быть продольными, поперечными и диагональными. Выпуклые перегибы приурочены обычно к поднятиям поверхности палеозойского фундамента, вогнутые – к впадинам. Флексуорообразные перегибы часто служат продолжением прямолинейных отрезков ломаной линии тектонического разрыва при резком изменении его простирания. Широко распространены шарнирные перегибы, названные так автором по аналогии с шарнирными разрывами. Например, глубоко погруженная часть Магианской впадины (33) замыкается на западе из-за появления субмеридионального перегиба, северным продолжением которого является тоже выпуклый перегиб, но обращенный в другую сторону (см. рис. 2).

Из многочисленных возможных соотношений перегибов поверхности фундамента и разрывов, а также последних друг с другом можно выделить несколько типичных.

1. Выпуклый перегиб пересекается с тектоническим разрывом (рис. 28,а,б); обычно либо перегиб, либо разрыв является шарнирным. В случае обыкновенного разрыва и шарнирного перегиба приподнятые участки поверхности фундамента располагаются в шахматном порядке (например, перегибы 14 и 16 и разрыв 15 в Зирабулакском и Зиаэтинском поднятиях на рис. 2), а в случае шарнирного разрыва и обыкновенного перегиба – рядом (например, перегиб 17 и разрыв 22 на рис. 2).

2. Пересекаются два выпуклых перегиба. Если оба не изменяются по простиранию, то наиболее приподнятый и наиболее опущенный участки поверхности фундамента располагаются на противоположных концах диагонали (рис. 28,в). Если же один из перегибов шарнирный, то наиболее приподнятый и наиболее опущенный участки находятся рядом (см. рис. 28,г). И наконец, если оба выпуклых перегиба шарнирные, то либо два наиболее приподнятых или опущенных участка поверхности фундамента располагаются в шахматном порядке, либо все участки одинаковые (см. рис. 28,д,е).

Таким образом, пространственное расположение и соотношение разрывов и перегибов поверхности фундамента определяют тот или иной характер деформированности поверхности фундамента, а также морфологию отдельных ее структур.

Ведущая роль принадлежит морфологии тектонических разрывов и ее пространственным изменениям.

Наибольшим распространением в Юго-Западном Тянь-Шане пользуются разрывы субширотного и запад-северо-западного простираний. Много также северо-восточных разрывов. Вытянутость поднятий и впадин поверхности фундамента обычно подчинена ориентировке тектонических разрывов, однако некоторые из них имеют простирания, перпендикулярные разрывам (рис. 29).

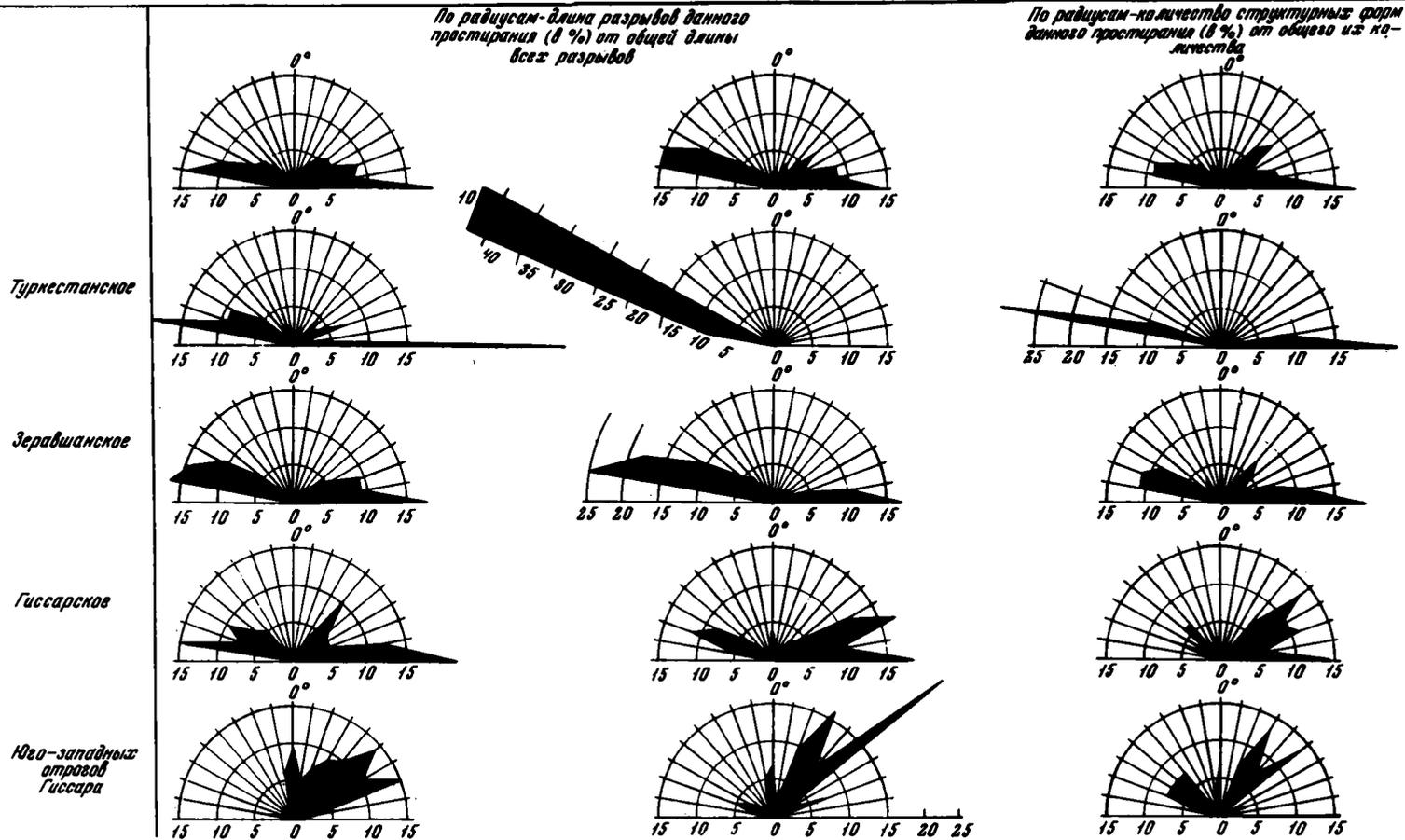


Рис. 29. Розы-диаграммы простирания тектонических разрывов и структурных форм

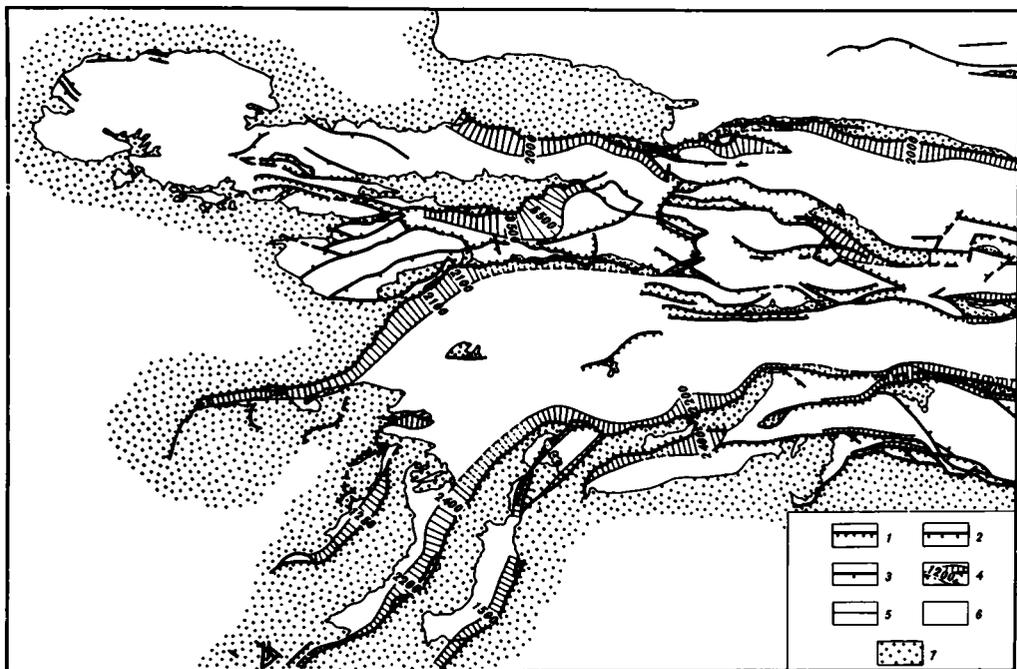


Рис. 30. Схема горизонтальных амплитуд разрывов поверхности палеозойского фундамента
Тектонические разрывы: 1 – взресо-надвиги, 2 – сбросы, 3 – неуставленного типа; 4 – горизонтальные амплитуды разрывов в относительном масштабе; 5 – геологические границы; возраст пород: 6 – палеозойский, 7 – мезозойско-кайнозойский

Максимальные вертикальные амплитуды смещений (3600–4000 м) имеют субширотные разрывы древнего герцинского заложения: Зеравшанский и Гиссарский, являющиеся границами поднятий поверхности фундамента I порядка; большие амплитуды – разрывы северо-восточного простирания: Чакчарский – 2700 м, Байсунтауский – 2400 м и Сурхантауский – не менее 3500 м. Амплитуды остальных нарушений не превышают 2000–2200 м, причем наибольшие амплитуды принадлежат разрывам (Магианский, Фан-Ягнобский и др.), располагающимся на границе глубоко прогнувшихся депрессий. Минимальные вертикальные амплитуды (преимущественно от 50 до 200 м) характерны для разрывов Зирабулак-Зиаэтдинских гор и периклиналей крупных поднятий поверхности фундамента.

Горизонтальные амплитуды смещений по разрывам колеблются в значительных пределах на очень небольших расстояниях в зависимости от изменения углов падения и вертикальных амплитуд разрывов. Максимальные горизонтальные амплитуды отмечаются у Магианского разрыва (5500 м), где довольно большое (2100 м) вертикальное перемещение сочетается с пологим (20°) углом падения (рис. 30). На расстоянии 10 км к западу и востоку горизонтальная амплитуда уменьшается до 2100–2500 м. Большие амплитуды горизонтальных перемещений наблюдаются также по Зеравшанскому (1000–2100 м), Гиссарскому (2100 м) и Фан-Ягнобскому (2000 м) разломам. Минимальные амплитуды, не превышающие нескольких десятков метров, характерны для разрывов Зирабулак-Зиаэтдинских поднятий.

Из анализа соотношений вертикальных и видимых горизонтальных амплитуд разрывов с углами падения их плоскостей сместителей следует, что разрывы с большими (более 2500 м) вертикальными амплитудами обычно крутые (углы падения более 60°). Пологие разрывы имеют небольшие (1500–2000 м) вертикальные амплитуды смещений (табл. 3). У пологих разрывов (Зеравшанский) иногда удается непосредственно наблюдать горизонтальную амплитуду смещения в несколько километров (см. рис. 20). Площадь, перекрытая плоскостями тектони-

Таблица 3

Зависимость амплитуды разрывов от их углов падения

Разрывы	Угол падения (в град.)	Вертикальная ам- плитуда (в км)	Горизонтальная (ви- димая) амплитуда (в км)
Лянгарский	70	4	1
Зеравшанский	60	3,6	1
Чакчарский	60	3,8	1
Ходжаобигармский (западная часть)	70	2,7	1
Байсунтауский	60	2,6	1
Магианский	20	2,8	1,6
Гиссарский	40	2,0	2
Ходжаобигармский	80	2,0	1,5
Фан-Ягнобский	30	2,0	0,5
Заддинский	75	1,9	0,5
Гиссарский	70-80	1,9	1
Зеравшанский	14	1	13

ческих разрывов в результате горизонтальных (видимых) перемещений по ним, для изученного региона в целом равняется $\sim 300-500 \text{ км}^2$.

В преобладании разрывов того или иного простирания наблюдается определенная пространственная закономерность – субширотная зональность (см. рис. 29).

В пределах Туркестанского поднятия распространены "живые" разрывы преимущественно субширотного и запад-северо-западного простираний (аз. $90^\circ - 38\%$, аз. $280-310^\circ - 42\%$, аз. $50-90^\circ - 15\%$) и "мертвые" запад-северо-западного простирания (аз. $290-300^\circ - 91\%$).

На Зеравшанском поднятии также широко представлены "живые" разрывы субширотного и запад-северо-западного простираний (аз. $90^\circ - 18\%$, аз. $280-310^\circ - 46\%$), однако появляются разрывы восток-северо-восточного простирания (аз. $50-80^\circ - 28\%$). Для "мертвых" разрывов характерны субширотное и запад-северо-западное простирания (аз. $80-90^\circ$ и $280-320^\circ - 89\%$).

В Гиссарском поднятии самостоятельную роль приобретают "живые" разрывы северо-восточного (аз. $30-60^\circ - 24\%$), а также северо-западного простираний (аз. $300-320^\circ - 20\%$), однако преобладают все же субширотные и запад-северо-западные направления. Больше половины "мертвых" разрывов имеют простирания, близкие к простираниям "живых", но 40% из них с восток-северо-восточным простиранием (аз. $50-80^\circ$). Впервые появляются "мертвые" разрывы субмеридионального простирания (аз. $350-10^\circ - 5\%$).

В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта "живые" разрывы субширотного простирания отсутствуют, запад-северо-западного составляют $8,5\%$ (аз. $280-320^\circ$). Здесь отмечены "живые" разрывы субмеридионального простирания (аз. $350-10^\circ - 20\%$), однако большинство разрывов северо-восточного и восток-северо-восточного простираний (аз. $20-80^\circ - 67\%$). Для "мертвых" разрывов наиболее характерны северо-восточные направления (аз. $20-50^\circ - 63\%$).

Количество разрывов северо-восточного простирания уменьшается в направлении на север, а субширотного – на юг.

Тип смещения по разрывам находится в непосредственной зависимости от их простирания. В данном районе почти все разрывы северо-западного простирания являются сбросами, северо-восточного – взбросами, а субширотного – надвигами и взбросами (рис. 31). Определенная закономерность в пространственном расположении разрывов разного типа обуславливает структурный рисунок региона. Такая же зависимость отмечена А.И. Суворовым (1964) для системы глубинных разломов Средней Азии и Казахстана: разломы северо-восточного простирания представляют собой взбросы без видимых горизонтальных подвижек, субширотного – в большинстве случаев надвиги с хорошо выраженной горизонтальной

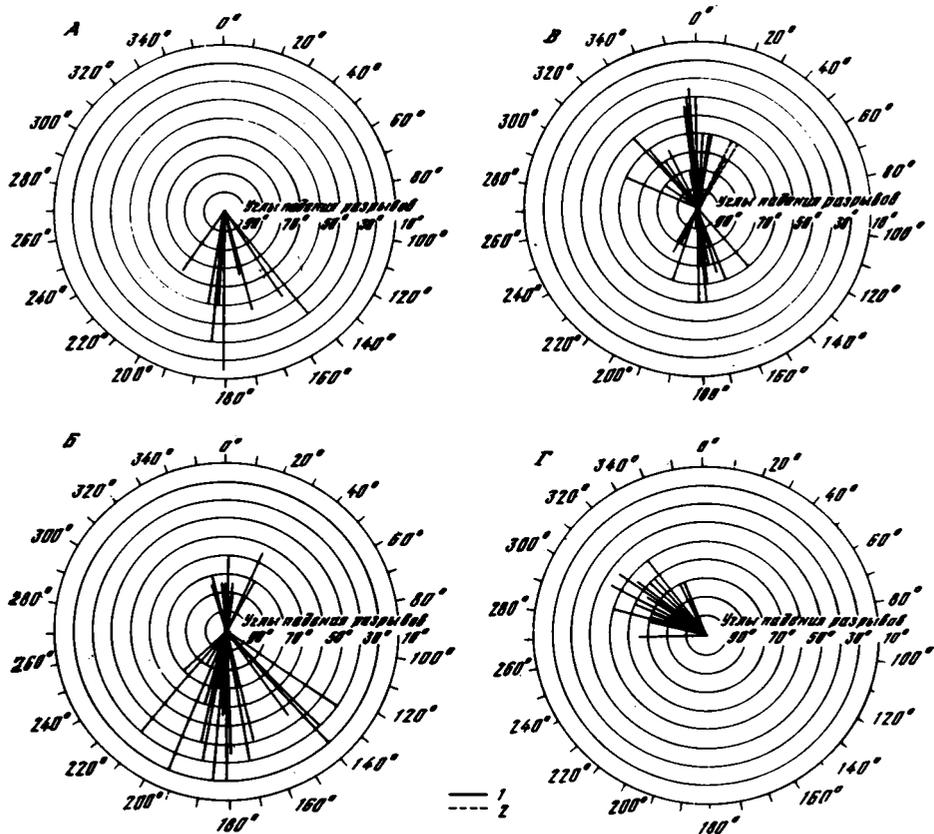


Рис. 31. Диаграммы азимутов углов падения разрывов

1 — взбросы и надвиги; 2 — сбросы. Поднятия: А — Туркестанское; Б — Гиссарское, В — Зеравшанское, Г — юго-западных отрогов Гиссарского хребта

составляющей, а северо-западного — либо правосторонние сдвиги (крупные смещения), либо мелкие зоны сдвиговых напряжений.

В рассматриваемом регионе 74,8% от общего числа разрывов составляют крутые взбросы с углами наклона плоскостей сместителей разрывов от 45 до 80°, 19,2% — надвиги с углами наклона плоскостей сместителей положе 40°, 3,5% — вертикальные разрывы, 2,5% — сбросы с углами падения от 60 до 70° (рис. 32).

Углы падения разрывов изменяются на площади в зависимости от простираения и положения разрывов в пределах того или иного поднятия I порядка. Как видно на точечной полукруглой диаграмме (рис. 33), где по окружности отложены азимуты простираций разрывов, а по радиусу — их углы падения в градусах, пологие надвиги (от 10 до 35°) встречаются только среди разрывов субширотного и северо-восточного простираций в Туркестанском и Зеравшанском поднятиях. В Гиссарском поднятии субширотные разрывы имеют углы падения 35—45°, северо-восточные — больше 50°. Здесь же появляются и сбросы северо-западного простираения. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта все разрывы северо-восточного простираения — взбросы с углами падения больше 50°.

Определенная закономерность наблюдается в пространственном изменении азимутов падения разрывов (см. рис. 31). В Туркестанском поднятии взбросо-надвиги падают на юг, юго-запад и юго-юго-восток, углы падения колеблются от 14 до 75°. В Зеравшанском поднятии помимо южных появляются и северные румбы азимутов падения разрывов. Взбросо-надвиги, падающие на юг, имеют углы от 20 до 80°, а взбросы, падающие на север, всегда круче 55°. Отмечены так-

же разрывы с юго-восточными азимутами падения и пологими углами (30°). В Гиссарском поднятии наблюдается обратная картина: углы падения разрывов с южными азимутами – крутые (больше 50°), а с северными – разные (от 35 до 90°); имеют место сбросы с северо-восточными азимутами падений и крутыми углами (больше 60°). В поднятии юго-западных отрогов Гиссарского хребта распространены только крутые взбросы с северо-западными азимутами падений.

Таким образом, каждое поднятие I порядка характеризуется своим "набором" морфологических типов разрывов. Кроме того, по мере продвижения на север региона все большее распространение получают пологие надвиги, а на юг – крутые взбросы.

На диаграмме плотностей полюсов разрывов (рис. 34) выделяются два максимума, подтверждающие, что приблизительно 45% субширотных разрывов имеют южное падение и около 30% – северное. Применение методики М.В. Гзовского (1963) для анализа диаграммы позволило получить расположение осей главных нормальных напряжений региона. Уверенно прослеживающийся субмеридиональный пояс плотностей полюсов разрывов указывает на следующую ориентировку осей главных нормальных напряжений: растягивающие (σ_1) близки к вертикальным, сжимающие (σ_3) направлены с севера под углом 20° и с юга под углом 5° . Менее четкий северо-восточный пояс допускает несколько вариантов расположения осей, из которых наиболее вероятным представляется такой: σ_1 близки к вертикальным, σ_3 направлены с северо-запада под углом 10° .

Рис. 32. Роза-диаграмма углов падения разрывов

1 – взбросы и надвиги; 2 – сбросы. По радиусам отложено количество (в %) разрывов с определенным углом падения от общего числа разрывов

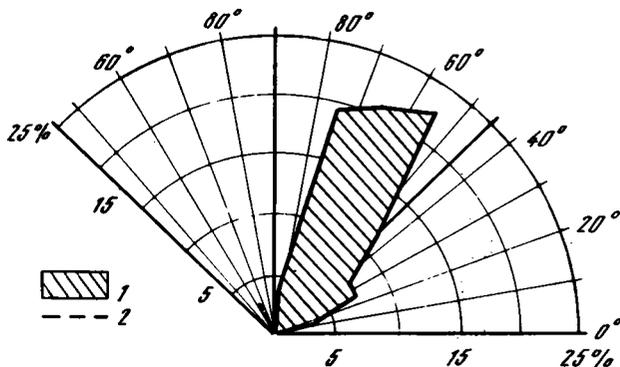
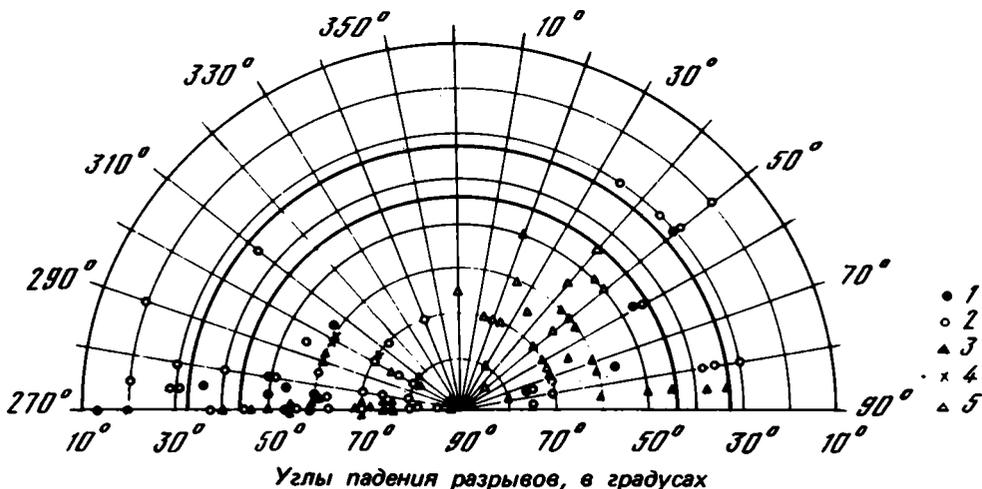


Рис. 33. Диаграмма зависимости углов падения разрывов от простираания

Взбросы и надвиги поднятий: 1 – Туркестанского, 2 – Зеравшанского, 3 – Гиссарского; 4 – сбросы; 5 – взбросы юго-западных отрогов Гиссарского хребта



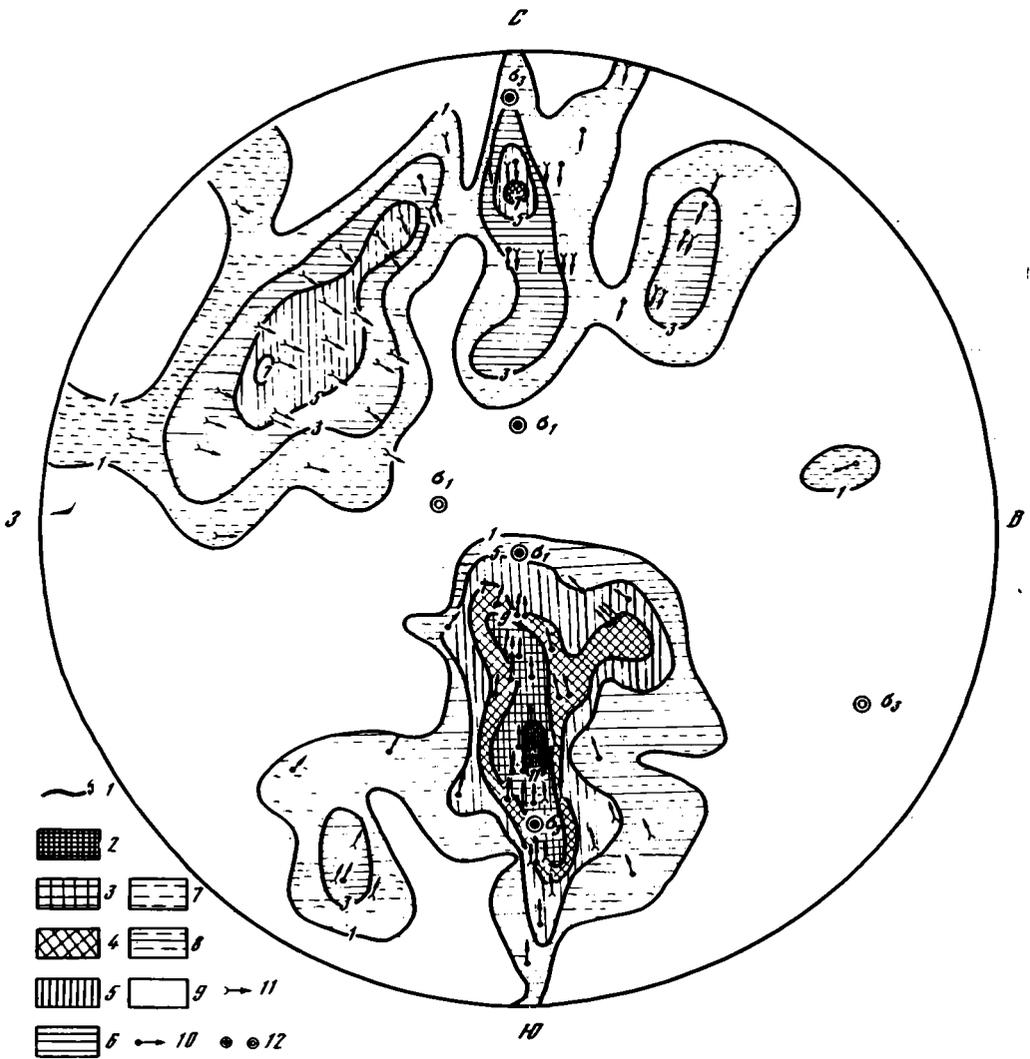


Рис. 34. Диаграмма плотностей разрывов и осей главных нормальных напряжений (построил В.В. Степанов по данным автора)

1 — изолинии плотностей полюсов разрывов; плотность полюсов разрывов (в единицах, равных 4% от общего количества разрывов): 2 — больше 11, 3 — от 11 до 9, 4 — от 9 до 7, 5 — от 7 до 5, 6 — от 5 до 3, 7 — от 3 до 1, 8 — от 5 до 1, 9 — меньше 1; векторы разрывов поднятий: 10 — Туркестанского и Зеравшанского, 11 — Гиссарского, 12 — оси главных нормальных напряжений

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Как видно из изложенных выше данных, характер деформированности поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня обусловлен взаимоотношением главных структурных направлений региона: субширотного — запад-северо-западного и северо-восточного. Первое получило название "тяньшаньского", так как является в значительной степени унаследованным от структурных направлений Тяньшаньской геосинклинали, второе — "анти Тяньшаньского", так как проявилось позднее и усложнило более древний структурный план (Резвой, 1965). Эти же структурные направления хорошо выражены на всей территории Средней Азии

(Пейве, 1947; Обручев, 1948; Резвой, 1958в; Кравченко, Смирнов, 1957; Воронич, 1964; Суворов, 1968 и др.).

Субширотное и запад-северо-западное направления проявляются в линейной вытянутости складок основания древней геосинклинали Юго-Западного Тянь-Шаня, Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского поднятий I порядка и в ориентировке разделяющих их крупных разрывов древнего заложения, омоложенных более поздними тектоническими движениями. Главному направлению подчинено большинство более мелких структурных форм: разрывы (как омоложенные, так и образовавшиеся в новейшее время), а также складки основания II и III порядков.

Северо-восточное структурное направление играет ведущую роль в формировании структуры поверхности палеозойского фундамента юго-западных отрогов Гиссарского хребта, т.е. в пределах древнего срединного массива, а подчиненную — в области древней палеозойской геосинклинали, в Гиссарском, Зеравшанском и Туркестанском поднятиях, где этому направлению соответствуют некоторые отрезки ломаных линий разрывов, флексуры и перегибы поверхности фундамента.

На основные структурные направления накладываются дислокации поверхности палеозойского фундамента, поперечные по отношению к ним. В Туркестанском, Зеравшанском и Гиссарском поднятиях они имеют субмеридиональное простирание, в Зирабулак-Зиатдинских горах — северо-северо-восточное, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта — северо-западное.

Разные исследователи приводят следующие (по Р.И. Павлову, 1972) геологические, геоморфологические и геофизические признаки проявления поперечных поднятий:

- максимальные отметки рельефа и широкое развитие оледенения;

- сближение поднятий и замыкание впадин;

- изгибы поверхностей выравнивания, фиксирующие наиболее ранние и максимальные поднятия;

- изгибы террас, свидетельствующие о продолжающемся поднятии поперечных структур;

- перекосы речных долин и наибольшая глубина эрозионного расчленения, указывающая на максимальную интенсивность новейших движений;

- сейсмоактивные участки, приуроченные к пересечению поперечными структурами крупных разрывов;

- гравитационные и магнитные аномалии, уступы сейсмических горизонтов;

- зоны тектонических нарушений, дробления, повышенной трещиноватости и гидротермального изменения палеозойских пород, а также перегибов и смятия шарниров палеозойских складок;

- оруденение, эндогенная минерализация и др.

В структуре поверхности палеозойского фундамента субмеридиональные дислокации проявляются в виде отдельных отрезков ломаных линий разрывов и перегибов, образующих поднятия или ступени. Большинство исследователей считают их новейшими образованиями (Виноградов, 1963; Чедия, 1964; Костенко, 1961, 1972; Лукина, 1969, 1973 и др.). Однако есть данные о том, что они проявлялись еще в мезозойское и даже в верхнепалеозойское время (Винниченко, 1964; Соловьева, 1971 и др.). Интересно, что в очагах землетрясений фиксируется обычно два направления плоскостей сместителей разрывов: согласное с простиранием основных геологических структур и поперечное по отношению к ним (Кейлис-Борок, Введенская, 1954; Кухтнкова, 1962 и др.).

В пределах рассматриваемого региона прослеживается несколько субмеридиональных перегибов поверхности фундамента (рис. 35); близко расположенные и разнонаправленные их пары образуют субмеридиональные поперечные поднятия. Одно из них расположено в восточной части поднятия Кара-тюбе, другое — к востоку от западной границы распространения отметок 2600 м в Зеравшанском поднятии и 4000 м в Гиссарском. Шарнирный характер ограничивающих перегибов создает прерывистый характер последнего поднятия; оно расчленено понижениями, замыкающимися по линиям тех же перегибов.

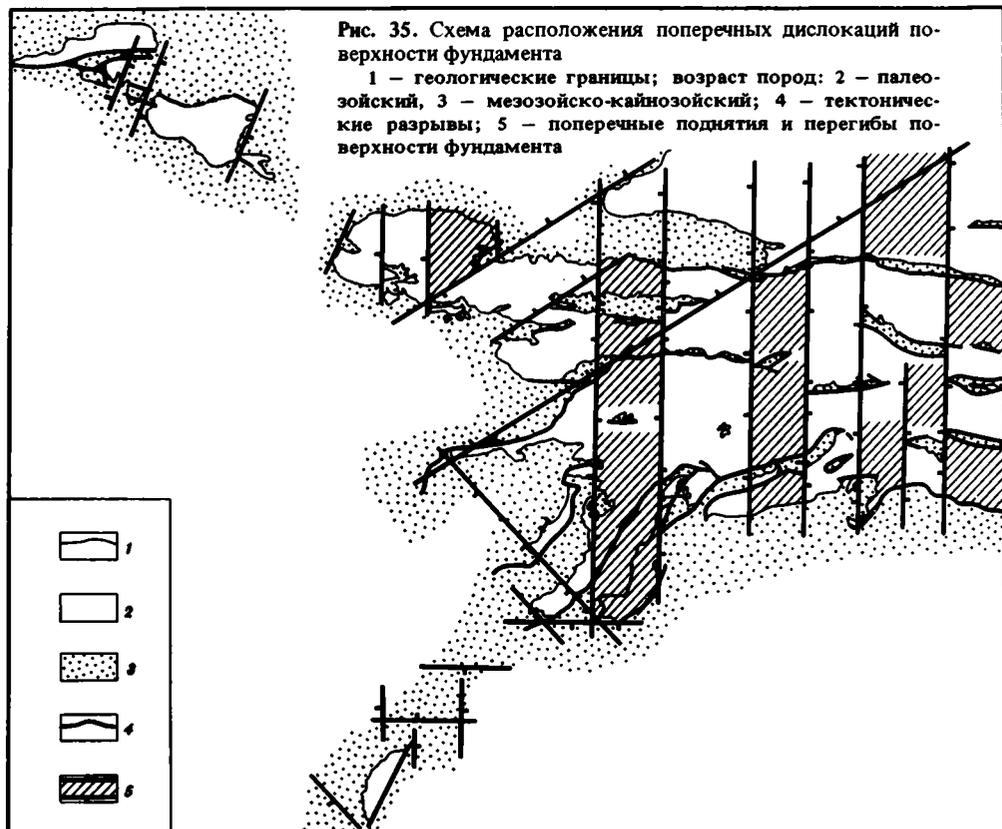


Рис. 35. Схема расположения поперечных дислокаций поверхности фундамента

1 — геологические границы; возраст пород: 2 — палеозойский, 3 — мезозойско-кайнозойский; 4 — тектонические разрывы; 5 — поперечные поднятия и перегибы поверхности фундамента

Наиболее ярко выражено Чимтаргинское поперечное субмеридиональное поднятие, существующее, по данным некоторых исследователей, с палеозоя (Винниченко, 1964). Современная его активность подтверждается изгибами четвертичных террас Гиссарской долины (Ачилов, Босов, 1969). Разрушительное Каратагское землетрясение 1907 г. связывают с пересечением этого поднятия Южно-Гиссарским глубинным разломом (Рейман и др., 1969). Продолжением Чимтаргинского поперечного поднятия в пределах Таджикской депрессии является субмеридиональное поднятие поверхности фундамента с относительной высотой 1500–2000 м (Булин, Проняева, 1970), а в пределах Сырдарьинской впадины — субмеридиональный разлом с приподнятым в среднем на 1000 м восточным и опущенным западным крыльями.

К востоку от Чимтаргинского прослеживается еще несколько поперечных поднятий, но они уже не имеют сквозного характера, а располагаются в плане в шахматном порядке благодаря шарнирному характеру ограничивающих их перегибов. Шарниры обычно приурочены к точкам пересечения с крупными тектоническими разрывами субширотного простирания. Поэтому поперечные ступени Туркестанского поднятия в Зеравшанском поднятии трансформируются в понижение, а в Гиссарском — в поднятие и ступень.

Морфология поперечных дислокаций свидетельствует о том, что они являются структурами растяжения.

Аналогичный характер имеют северо-северо-восточные поперечные перегибы поверхности фундамента Зирабулак-Зиаатдинских поднятий.

Поперечные дислокации юго-западных отрогов Гиссарского хребта, имеющие субширотные и запад-северо-западные простирания, выражены ступенями и перегибами поверхности палеозойского фундамента, наследующими древний структурный план (см. рис. 35). На их существование указывали В.М. Цейслер (1962), Г.Е. Рябухин и Г.И. Ледовская (1969) и др. Характерно, что границы ступеней совпа-

дают с границами герцинских геосинклиналей и геосинклиналей (см. рис. 5). Здесь и в прилегающей Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, куда продолжают эти структуры, на геосинклинальных зонах сформировались альпийские поднятия, а на геосинклинальных — прогибы (Вонгаз, Коган, 1964).

Таким образом, в пределах древней палеозойской геосинклинали, где доминируют структурные формы "тяньшаньского" направления, основными являются субширотная и запад-северо-западная ориентировки структур, а северо-восточная и субмеридиональная — наложенными, осложняющими основные структурные формы поперечными дислокациями. В пределах древнего срединного массива, где превалируют структурные формы северо-восточной "антитяньшаньской" ориентировки и существуют субмеридиональные разрывы, эти направления играют ведущую роль, а древний палеозойский структурный план проявляется в виде второстепенных поперечных дислокаций, выраженных перегибами поверхности палеозойского фундамента.

Отсюда видно, что современный структурный план Юго-Западного Тянь-Шаня образован в результате пересечения и интерференции разноориентированных структурных форм, неодинаково выраженных в различных геоструктурных областях.

* * *

Анализ деформаций поверхности палеозойского фундамента позволил подойти к вопросу об их тектонической природе.

Морфология и закономерности пространственного расположения складок основания и разрывов свидетельствуют о том, что орогенное воздымание Юго-Западного Тянь-Шаня происходило в условиях субмеридионального тангенциального сжатия. Доказательством этого служат:

1) преимущественно субширотная ориентировка разрывных нарушений и линейная вытянутость складок основания;

2) взбросо-надвиговый характер субширотных разрывов;

3) повсеместное распространение субширотных структур "сжатия" высокого порядка и отсутствие форм "растяжения" в сводовых частях субширотных поднятий;

4) поперечная субмеридиональная ориентировка структур растяжения.

Расположение осей напряжений (см. рис. 34), полученных при обработке параметров тектонических разрывов региона по методике М.В. Гзовского (1963), также подтверждает существование субмеридионального сжатия в период формирования структурных форм поверхности палеозойского фундамента.

Такой же характер поля напряжений для горных систем Средней Азии констатируют многие исследователи (Макаров, Расцветаев, 1970; Чедия, 1972, 1973 и др.). По данным Е.А. Широковой, в очагах землетрясений Средней Азии действуют сжимающие напряжения, ориентированные субмеридионально, с наклоном к горизонту от 0 до 30°. О.К. Чедия и Н.Г. Уткина (1973) оценивают величину градиента субмеридионального тангенциального сжатия в Тянь-Шане и на Памире (отношение разницы между длиной поперечного сечения деформированной поверхности пенеплена и его горизонтальной проекцией к длине самой проекции) в 3–5%.

Субмеридиональное тангенциальное сжатие оказалось сильнее растягивающих усилий, неизбежных при орогенном воздымании и формировании крупных складок основания большого радиуса кривизны. В этих условиях разрывы одной из двух надвиговых систем (с северными или южными азимутами падений) должны представлять собой поддвиги, являющиеся результатом глубинных горизонтальных движений земной коры. О большой роли последних свидетельствуют работы многих исследователей Средней Азии (Пейве и др., 1964; Захаров и др., 1964 и др.).

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Бурное развитие в последние годы геофизических и буровых работ в пределах прилегающей к Юго-Западному Тянь-Шаню Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области выявило ведущую роль деформаций поверхности палеозойского фундамента в тектонике молодой эпигерцинской платформы (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Гарецкий, 1972; Бабаев А.Г., 1972). Появились данные, свидетельствующие о приуроченности локальных складок чехла к возникшим в результате деформации разрывам и складкам поверхности фундамента (Сытин, 1960; Казимиров и др., 1964). Морфология и пространственное расположение складок чехла зависят от характера деформаций поверхности фундамента, в свою очередь определяющих строение и расположение нефтяных и газовых месторождений. Поэтому не удивительно, что в последнее время высказывается мысль о необходимости изучения тектоники чехла, содержащего нефтепродуктивные отложения, "через тектонику фундамента" (Дербиков, 1958; Абдуллаев, Борисов, 1964; Казимиров, Лукина, 1964, 1966).

Исследования, проведенные в эпиплатформенной орогенической области Юго-Западного Тянь-Шаня, где деформации поверхности фундамента доступны для непосредственного изучения, имеют определенное значение для понимания закономерностей пространственного изменения морфологии структур поверхности фундамента прилежащих пространств эпигерцинской платформы, прежде всего Бухаро-Хивинской провинции, поскольку эти две столь же похожие по современному строению области в течение длительного времени имели сходную историю развития и сохранили ряд общих черт в характере деформированности поверхности палеозойского фундамента (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963 и др.). К ним относятся: единая сеть крупных региональных разрывов древнего заложения, продолжение мегантиклиналей I порядка в пределы платформы в виде ступеней поверхности фундамента и протяжение палеозойских структурно-фациальных зон орогенической области далеко на запад, что обуславливает общий для каждой из областей вещественный состав палеозойских пород и характер первоначальной их тектонической раздробленности. Выявлены сходные типы структур поверхности фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня и прилежащих пространств Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, которые различаются (см. рис. 25) лишь амплитудами поднятий и смещений по разрывам (Лукина, 1966, 1971).

Это позволило высказать предположение об аналогичном характере тектонических деформаций поверхности фундамента между каждым из поднятий I порядка эпиплатформенной орогенической области и их западными продолжениями — ступенями эпигерцинской платформы. Для проверки правильности этого предположения нами было проведено сопоставление деформированности поверхности фундамента Гиссарского поднятия I порядка и продолжающей ее в пределах молодой платформы Бухарской ступени (рис. 36).

Границами Бухарской ступени служат на севере Зирабулак-Зиаэтдинский и Предкызылкумский разломы, являющиеся западным продолжением Гиссарского разлома, а на юге — Бухарский, продолжающий на запад Южно-Гиссарский разлом. Первые из них представляют собой крупное глубинное шарнирное разрывное нару-

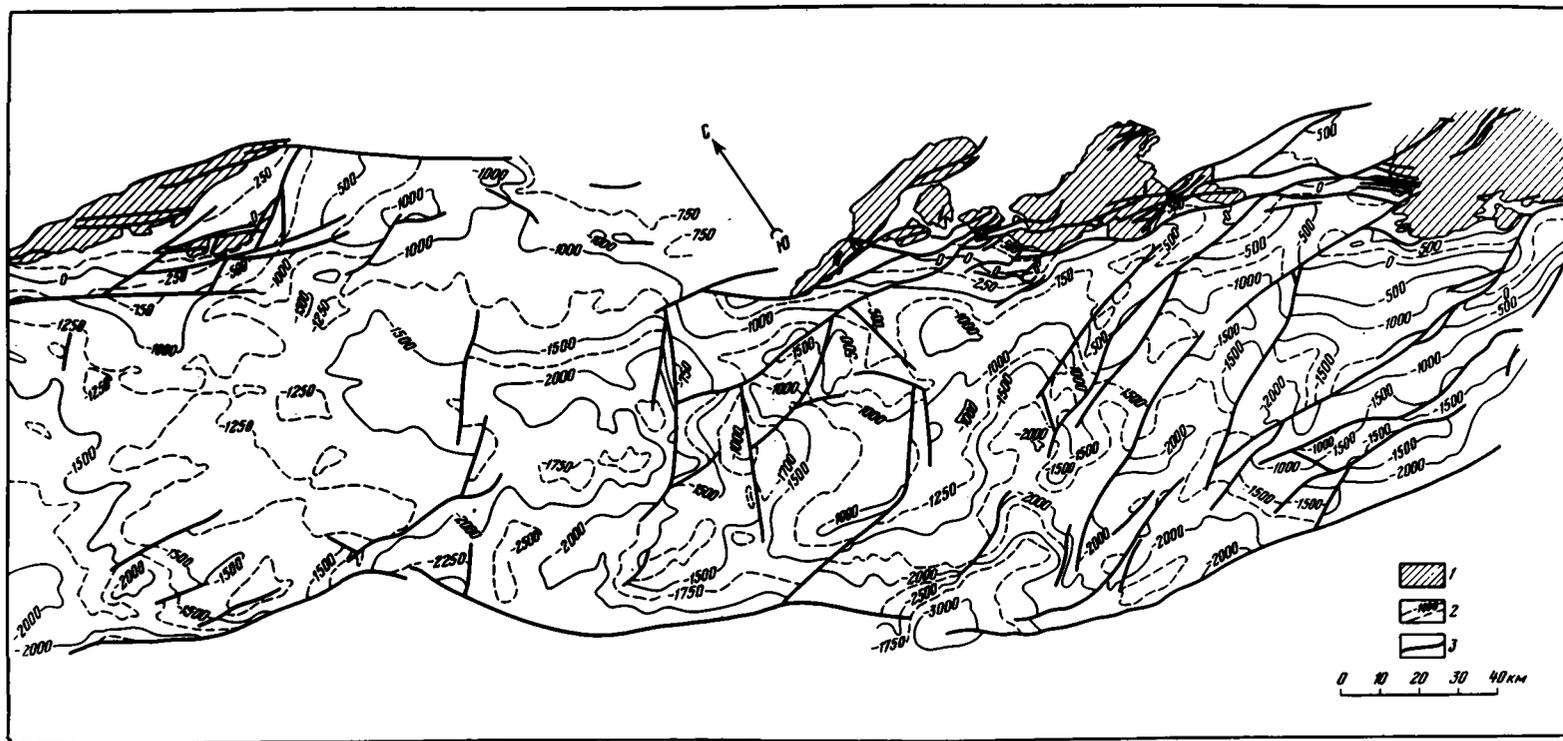


Рис. 36. Схематическая структурная карта поверхности фундамента Бухарской степи (составил Е.И. Арнаутов)

1 – выходы палеозойских пород на дневную поверхность; 2 – стратоизогипсы: а – основные, б – дополнительные; 3 – разрывные нарушения

шение, у которого шарнир располагается в области пересечения с Западно-Тяньшаньским поперечным глубинным швом (у Гиссарского разрыва приподнято южное крыло а у Зирабулак-Зиаздинского и Предкзылкупумского — северное). У Южно-Гиссарского и Бухарского разломов опущены южные крылья.

Поверхность Бухарской ступени, как и поверхность фундамента Гиссарского поднятия, в общем наклонена с севера на юг. В первом случае она снижается от

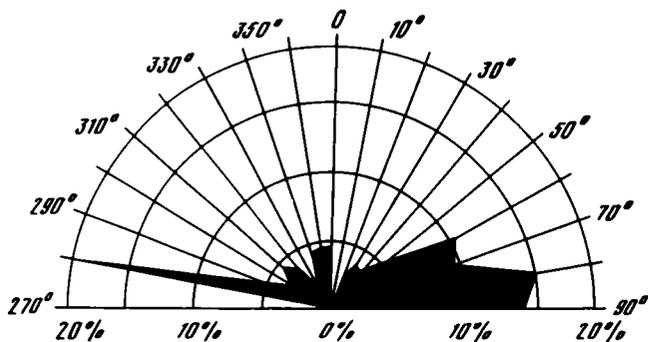


Рис. 37. Роза-диаграмма простираний тектонических разрывов Бухарской ступени (составил И.Н. Капустин)

+500 до -3200 м, т.е. относительные высоты ее достигают 3700 м. Во втором случае — с 4800 м до 0, т.е. относительные высоты равны 4800 м. Разница между первыми и вторыми составляет 1000 м, но в общем большие превышения поверхности фундамента Бухарской ступени соизмеримы с аналогичными превышениями Гиссарского и других поднятий, а также Чарджууской ступени, где они не менее 3000—3500 м.

Максимальные углы наклона поверхности фундамента на Бухарской ступени не превышают 15—18°, а в Гиссарском поднятии достигают 25—30°. В этом одно из принципиальных различий в характере деформированности поверхности палеозойского фундамента между эпигерцинской платформой и эпиplatformенной орогенической областью.

Значение разрывных нарушений разных простираний одинаково как для Бухарской ступени, так и для Гиссарского поднятия. Преобладают субширотные разрывы, меньшую роль играют северо-восточные, еще меньшую — северо-западные; и здесь и там есть небольшая группа субмеридиональных разрывов (рис. 37; см. рис. 29).

Различие заключается в масштабах смещений по тектоническим разрывам. В пределах платформы вертикальные амплитуды разрывов примерно в три раза меньше, чем в орогенической области. Сравнение вертикальных амплитуд проводилось по группам разрывов одинаковых простираний. Оказалось, что субширотные разрывы рассматриваемых структур имеют небольшую и одинаковую протяженность — 40—80 км, но вертикальная их амплитуда Бухарской ступени не превышает 1000 м, а в Гиссарском поднятии достигает 2700—2800 м (за исключением глубинных разрывов — границ ступени и поднятия). Северо-восточные разрывы имеют протяженность от 15 до 50 км и занимают по своей значимости второе место как на Бухарской ступени, так и в Гиссарском поднятии. Амплитуда их в первой области не превышает 500 м, а во второй равна в среднем 1500 м. Северо-западные разрывы в обеих областях играют подчиненную роль, их протяженность не превышает 25 км. Вертикальная амплитуда этих разрывов на Бухарской ступени равна 150 м, а в пределах Гиссарского поднятия — 500 м (за исключением крупнейшего Бухарского разлома).

Вертикальные амплитуды разрывов как в пределах эпигерцинской платформы, так и в пределах орогенической области оказались меньше, чем вертикальные амплитуды изгибов поверхности фундамента.

Морфология структур II и III порядков, осложняющих Бухарскую ступень и Гиссарское поднятие, также имеет много сходства как в профиле, так и в плане (см. рис. 2, 26). Преобладают изометричные положительные и отрицательные изгибы поверхности фундамента с безразрывными границами. Разрывные нарушения

образуют преимущественно границы ступеней субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний (см. рис. 36); структурных форм с разрывными границами значительно меньше.

Отмеченное сходство в деформированности поверхности палеозойского фундамента Бухарской ступени эпигерцинской платформы и Гиссарского поднятия орогенической области позволяет ожидать в пределах "закрытой" территории следующие выявленные в орогенической области закономерности:

изменение формы структур в зависимости от вещественного состава пород фундамента и степени его первоначальной тектонической раздробленности;

изменение формы структур по простиранию в зависимости от характера смещения по тектоническим разрывам, появления шарнирных разрывов и перегибов поверхности фундамента.

Разные ступени поверхности фундамента эпигерцинской платформы, являющиеся западными продолжениями поднятий I порядка орогенической области, будут, по-видимому, по аналогии с ними характеризоваться своим "набором" типов структур и разрывных нарушений.

В пределах разных геоструктурных областей эпигерцинской платформы следует ожидать различной деформированности поверхности палеозойского фундамента, подобной различиям в разных геоструктурных областях орогена. Наиболее существенным здесь, по-видимому, окажется:

преобладание изгибов поверхности фундамента в пределах древней геосинклинали и преобладание смещений по разрывам в пределах древнего срединного массива;

выраженность субширотного и запад-северо-западного структурных направлений в пределах древней геосинклинали ориентировкой разрывных нарушений и линейной вытянутостью структурных форм, а в пределах срединного массива — перегибами поверхности фундамента;

выраженность северо-восточного структурного направления небольшими отрезками ломаных линий разрывов и перегибами поверхности фундамента в пределах древней геосинклинали и крупными разрывными нарушениями в пределах древнего срединного массива;

выраженность субмеридионального структурного направления перегибами и линиями поперечных дислокаций в пределах древней геосинклинали и отрезками ломаных линий разрывов в пределах срединного массива.

Помимо этого, для расшифровки некоторых черт тектонического строения прилежащих к эпиплатформенным орогеническим областям территорий молодых платформ, по-видимому, будут иметь немаловажное значение и другие выводы:

расположение наиболее приподнятых участков поверхности фундамента в точке пересечения поднятий разных простираний, имеющих, как правило, максимальную кривизну;

связь участков максимальных превышений и углов наклона с распространением сланцевых толщ, наиболее способных к пликативным деформациям, и т.д.

Перечисленное выше может иметь практическое значение при проведении нефтегазопоисковых работ, поскольку складки осадочного чехла эпигерцинской платформы, являющиеся часто ловушками для нефти и газа, наследуют структурные формы поверхности палеозойского фундамента и находятся в непосредственной зависимости от характера ее деформированности.

Карта поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня может быть использована также для прогноза сурьмяно-ртутных и сульфидно-флюоритовых месторождений (Калабина, 1964; Брагин и др., 1966). Анализ размещения минеральных ассоциаций по глубинам формирования относительно поверхности пенеплена или палеозойского фундамента позволил Р.Н. Сальниковой и Л.И. Коваленко выделить уровни эрозионного среза, благоприятные для промышленного рудопроявления, причем для разных месторождений благоприятными оказались различные уровни. Это позволяет повысить достоверность оценки прогноза по минеральным типам, так как для каждой минеральной ассоциации продуктивным является узкий интервал глубин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня показал, что в различных геоструктурных областях региона – древней палеозойской геосинклинали и древнем срединном массиве с протерозойским основанием – характер тектонических деформаций резко различен. В первой области преобладают пликативные структуры – линейно-вытянутые складки основания большого радиуса кривизны, разделенные и осложненные преимущественно взбросо-надвигами субширотного и запад-северо-западного (“тяньшаньского”) направления, наследующего палеозойский структурный план. Они пересечены поперечными дислокациями субмеридионального и северо-восточного простираний. Для области древнего срединного массива характерны крутые расколы фундамента большой амплитуды северо-восточного (“антитяньшаньского”) простирания образующие систему горст-антиклиналей, осложненных поперечными субширотными и запад-северо-западными перегибами.

Эти же различия должны быть справедливы для прилежащих пространств эпигерцинской платформы с разной геотектонической природой, что имеет важное значение при проведении нефтегазопоисковых работ.

Морфология и закономерности пространственного расположения структур поверхности фундамента свидетельствуют о наличии субмеридионального тангенциального сжатия в период орогенного воздымания Юго-Западного Тянь-Шаня. Оно оказалось значительно больше растягивающих усилий, неизбежных при формировании складок основания большого радиуса кривизны. Это подтверждается работами других исследователей для ряда районов Средней Азии.

Степень деформированности поверхности палеозойского фундамента связана в основном с продолжительностью деформаций во времени, однако большую роль играет также состав палеозойских пород, их пластичность и наличие древних разрывных нарушений. Поэтому области палеозойских структурно-фациальных зон оказались и областями различной деформированности поверхности фундамента. Важнейший состав палеозойских пород определяет формы структур и их изменение на площади. Сказывается также наложение разноориентированных структурных форм друг на друга и степень новейшей перестройки древнего структурного плана.

Карта поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня имеет и самостоятельное значение. Она может быть использована при прогнозировании сурьмяно-ртутных и сульфидно-флюоритовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.М., Борисов О.М.* 1964. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. — В кн.: Вопросы методики составления металлогенических прогнозных карт Средней Азии. Ташкент, "Наука".
- Абетов Е.М.* 1965. Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара (литология и нефтегазоносность). Ташкент, "Наука".
- Арган Э.* 1935. Тектоника Азии. М.—Л. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. III, IV. 1968. М.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А.* 1967. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. 1. Ташкент, "Фан".
- Ачилов Г.Ш., Босов В.Д.* 1969. О возрасте Каратагского поперечного поднятия. — В кн.: Неотектоника и сейсмоструктурная Таджикистана. Душанбе, "Дониш".
- Бабаев А.Г.* 1972. Схема тектонического районирования Узбекской ССР. — В кн.: Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР, ч. 1. М., "Недра".
- Бабаев А.М.* 1969. Неотектоника западного окончания Каратегинского хребта. — В кн.: Неотектоника и сейсмоструктурная Таджикистана. Душанбе, "Дониш".
- Балагурова Е.С., Кочнев Е.А., Троицкий В.Н.* 1964. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана. — В кн.: Сборник научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, "Наука".
- Богданова Н.М.* 1972. Проблема сохранности и возраста древнего пенепплена Тянь-Шаня. — "Геоморфология", № 1.
- Борисов А.А., Рыманов В.М.* 1960. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии. — "ДАН СССР", т. 133, № 6.
- Борисов А.А., Федынский В.В.* 1964. Геофизическая характеристика геосинклинальной области Средней Азии. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука".
- Борисов О.М.* 1962. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. — "Узб. геол. журн.", № 2.
- Брагин И.К., Гольдшмидт Э.Х., Калабина М.Г., Малахов А.А.* 1966. Глубина образования и вертикальный размах оруденения Чаткало-Кураминских гор (Средняя Азия). — "ДАН СССР", т. 169, № 4, 5, 6.
- Булин Н.К., Проняева Е.А.* 1970. Глубинное строение Таджикской депрессии по сейсмологическим данным. — "Сов. геол.", № 12.
- Буртман В.С.* 1968. О складчатых шарьяжах в южном Тянь-Шане. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 9.
- Буртман В.С., Поршняков Г.С.* 1972. Варисциды Тянь-Шаня и Кызылкумов. — В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. М.
- Винниченко Г.П.* 1964. О возрасте поперечных структур Зеравшано-Гиссарской горной области. — "ДАН ТаджССР", т. 7, № 10.
- Виноградов П.Д.* 1963. О некоторых формах проявлений новейшей тектоники в Центральном Таджикистане. — "Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук", вып. 1.
- Виноградов П.Д.* 1964. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука".
- Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И.* 1966. Тектоника Туранской плиты. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 165.
- Вонгаз Л.Б.* 1958а. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. — "Труды ВАГТ", вып. 4.
- Вонгаз Л.Б.* 1958б. О палеозойских структурно-фациальных подзонах Туркестано-Алайской горной системы (Южный Тянь-Шань). — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 8.
- Вонгаз Л.Б., Коган А.Б.* 1964. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука".
- Воронич В.А.* 1964. О существовании поперечной рудоносной зоны в южном Тянь-Шане. — "Сов. геол.", № 6.
- Гарецкий Р.Г.* 1972. Тектоника молодых платформ Евразии. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 226.

- Геологическое строение и газоносность северной Туркмении, 1968. М.
- Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР, ч. 1. 1972. М., "Недра".
- Геология Узбекской ССР, т. II. Западный, южный Узбекистан. 1937. М. — Л.
- Гзовский М.В. 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. 3, 4. М., Изд-во АН СССР.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Леонов Н.Н., Резанов И.А., Рейсер Г.И. 1960. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", № 8.
- Горелов С.К. 1973. Проблема сохранности древнего рельефа в горных странах. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе. "Илим".
- Дербинов И.В. 1958. О связи тектоники фундамента и чехла. — "Труды ВНИГРИ", вып. 114.
- Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В. 1971. Меловые отложения Центрального Таджикистана, Душанбе.
- Захаров С.А. 1958. Стратоструктуры мезокайнозой Таджикской депрессии. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР.
- Захаров С.А., Ачилов Г.Ш., Бельский В.А. 1964. О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского сучивания). — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., "Недра".
- Зубцов Е.И. 1956. О важнейших разломах Тянь-Шаня. — "ДАН СССР", т. 111, № 3.
- Иверонова М.И. 1969. Опыт количественного анализа процессов современной денудации. — "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", № 2.
- Казимиров Д.А., Каледа Г.А., Бакун Н.Н., Лукина Н.В. 1964. К вопросу о тектоническом строении Ферганы и закономерностях расположения складок в отложениях мезозоя и кайнозоя. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука".
- Казимиров Д.А., Лукина Н.В. 1964. Деформации поверхности фундамента Ферганской депрессии и ее горного обрамления в связи с морфологией структур чехла и закономерностями их расположения. — В кн.: Тезисы докладов совещания по применению геоморфологических методов при нефтегазопоисковых работах. М.
- Казимиров Д.А., Лукина Н.В. 1966. Деформации поверхности фундамента Ферганы и ее горного обрамления в связи с морфологией структур чехла и закономерностями их расположения. — "Труды ВНИГНИ", вып. 54.
- Калабина М.Г. 1964. Карта глубин эрозионного среза Чаткало-Кураминской горной системы с момента образования месторождений кварц-барит, флюорит-полиметаллической формации. — В кн.: Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии. Ташкент, "Наука".
- Карта неотектоники Юга СССР. М-6 1 : 1 000 000. 1971. М., ГУГК.
- Карта новейшей тектоники СССР. М-6 1 : 5 000 000. 1959. М., Госгеолтехиздат.
- Карта рельефа поверхности складчатого фундамента запада Средней Азии. М-6 1 : 1 000 000. 1968. Ташкент.
- Кейлис-Борок В.И., Введенская А.В. 1954. Исследование напряжений в очагах Хаитской эпицентральной зоны. — "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", № 25.
- Князев В.С., Чарыгин А.М. 1966. История развития поверхности фундамента Западного Узбекистана и Восточной Туркмении в мезо-кайнозое. "Труды МИНХиГП", вып. 61.
- Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М. 1967. Геологическое строение доюрской поверхности Туранской плиты. — "Сов. геол.", № 6.
- Коннов Л.П. 1967. Латеритная кора выветривания на палеозойских породах Гиссарского хребта. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент.
- Костенко Н.П. 1953. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. — В кн.: Труды Всесоюзного рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Костенко Н.П. 1957. О принципах составления специальных геоморфологических карт в целях анализа неотектоники горных стран. — "Вестн. МГУ. Сер. биол., почв. геол. и геогр.", № 2.
- Костенко Н.П. 1958. Геоморфологический анализ речных долин горных стран (на примере Кухистана). — "Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР", № 22.
- Костенко Н.П. 1959. О морфологическом выражении в рельефе геологических структур и структурных элементов. — "Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол. и геогр.", № 2.
- Костенко Н.П. 1960. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность (на примере горных стран юга Средней Азии). — "Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР", № 8.
- Костенко Н.П. 1961. Главные черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. — В кн.: Сборник трудов Геологического факультета Московского университета (к XXI сессии Международного геологического конгресса). Изд-во МГУ.
- Костенко Н.П. 1963. Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных деформаций (на примере Средней Азии). — В кн.: Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР.
- Костенко Н.П. 1964. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М., "Наука".

- Костенко Н.П.* 1970а. Пенеплы и поверхности выравнивания орогенных областей. — В кн.: Поверхности выравнивания. (Материалы к IX Пленуму Геоморф. комис. АН СССР, вып. 3). Иркутск.
- Костенко Н.П.* 1970б. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М., "Мысль".
- Костенко Н.П.* 1971. Поверхности выравнивания горных стран. — В кн.: Ломоносовские чтения и VI научно-отчетная конференция Геологического факультета МГУ. Тезисы докладов. Изд-во МГУ.
- Костенко Н.П.* 1972. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра".
- Костенко Н.П., Макаров В.И., Мальцев Б.Д., Соловьева Л.И.* 1969. Особенности неотектонических деформаций эпиплатформенных горных стран (на примере Тянь-Шаня). — В кн.: Тезисы докладов IV научно-отчетной конференции Геологического факультета МГУ. Изд-во МГУ.
- Кравченко К.Н., Смирнов Л.Н.* 1957. О пересечении различных структурных элементов в Тянь-Шане. — "Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол. и геогр.", № 1.
- Крестников В.Н.* 1959. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии. — "Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв.", № 4, 7.
- Крестников В.Н.* 1961. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозой. — "Сов. геол.", № 7.
- Крестников В.Н.* 1962. История развития коллатеральных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Кухтиков М.М.* 1968. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш".
- Кухтикова Т.И.* 1962. Механизм землетрясений Таджикской депрессии. — "Труды Ин-та сейсмостойкого стр-ва и сейсмол. АН ТаджССР", т. 10.
- Лалидус С.Я.* 1964. О направлении, простирании и характере герцинских складок в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — "Узб. геол. журн.", № 1.
- Лукина Н.В.* 1966. Типы деформаций поверхности фундамента Западного Гиссара и его юго-западных отрогов. — В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности крупных территорий Советского Союза и методика их изучения. Изд-во МГУ.
- Лукина Н.В.* 1969. О деформации поверхности фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая. — В кн.: Тезисы докладов конференции молодых ученых, посвященной 100-летию со дня рождения В.И. Ленина. М.
- Лукина Н.В.* 1971. О структурах поверхности фундамента юго-западного Гиссара. — "Геотектоника", № 2.
- Лукина Н.В.* 1973. О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая. — "Геотектоника", № 2.
- Лучников В.С.* 1968. Циклическое строение байосских угленосных отложений горного обрамления Таджикской депрессии. — "ДАН ТаджССР", т. XI, № 3.
- Макаров В.И., Расцветаев Л.М.* 1970. Условия формирования новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 45, вып. 3.
- Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева Л.И.* 1973. Рельеф и сохранность орогенных поверхностей выравнивания Тянь-Шаня в связи с новейшей тектонической структурой. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе, "Илим".
- Мартышев В.Р.* 1956. Стратиграфия среднепалеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области. — "Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер.", вып. 10.
- Михайлов Е.Е.* 1956. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., Геолтехиздат.
- Наливкин Д.В.* 1926. Очерк геологии Туркестана. Москва—Ташкент, "Туркпечать".
- Несмеянов С.А.* 1969. Опыт количественной оценки величины и интенсивности позатяньшанских новейших движений в Западном Тянь-Шане. — "Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР", № 36.
- Неяснянов С.А.* 1975. Среднемасштабное неоструктурное районирование Западного Гиссаро-Алая. — "Труды ПНИИИС", вып. 40.
- Обручев В.А.* 1948. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 5.
- Обзорная геологическая карта западной части Узбекской ССР со снятыми мезозойскими и кайнозойскими отложениями. М-б 1 : 1 000 000. 1964. Ташкент.
- Овчинников С.К.* 1959. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. — "Изв. Отд. геолхим. и техн. наук АН ТаджССР", вып. 11.
- Огнев В.Н.* 1959. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. — В кн.: Решение совещания по разработке унифицированной стратиграф. схемы для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Павлов Р.И.* 1972. О системе и геологических признаках поперечных структур западной части Южного Тянь-Шаня. — "Сов. геол.", № 10.
- Палеоген Восточного Узбекистана. 1971. Ташкент, "Фан".
- Пейве А.В.* Схема тектоники западного Тянь-Шаня. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 5, 6.
- Пейве А.В.* 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 5.
- Пейве А.В.* 1947. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его виргаций. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 22, вып. 5.

- Пейве А.В. 1948. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 6.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. 1964. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., "Недра".
- Пенк В. 1961. Морфологический анализ. М., Географгиз.
- Петрушевский Б.А. 1955. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР.
- Покровский А.А. 1963. О краевом глубинном разломе юго-западного Гиссара. — "Узб. геол. журн.", № 6.
- Попов В.И. 1963. Развитие представлений о глыбовой складчатости. — В кн.: Идеи академика В.А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Попов В.И. 1964. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Недра".
- Попов В.В., Резанов И.А. 1955. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов, т. 1. 1973. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Изд-во Львовск. ун-та.
- Ранцман Е.Я., Богданова Н.М., Финько Е.А. 1966. Об откопанных пенепленах в Тянь-Шане. — В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа.
- Резвой Д.П. 1953. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений. — "Учен. зап. Львовск. ун-та", т. 23. Сер. геол., вып. 6.
- Резвой Д.П. 1955. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Резвой Д.П. 1956. О явлении унаследованности в тектоническом развитии южного Тянь-Шаня в палеозое, мезозое и кайнозое. — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", № 23.
- Резвой Д.П. 1958а. К характеристике Тяньшань-Кузньуньской палеозойской геосинклинальной системы. — "Питання геології (Львівск. ун-ту)", вып. 9.
- Резвой Д.П. 1958б. Мезозойды Средней Азии и несколько замечаний к тектонической карте СССР. — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", № 5, 6.
- Резвой Д.П. 1958в. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира. — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", № 5, 6.
- Резвой Д.П. 1960. Проблемы тектонического районирования Средней Азии. — "Уч. зап. САИГИМС", вып. 3. Ташкент.
- Резвой Д.П. 1961. Эволюция геотектонического рельефа и геологические деформации (на примере Южного Тянь-Шаня). — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", № 7, 8.
- Резвой Д.П. 1962. О Западно-Тяньшанском поперечном глубинном шве. — "Вестн. Львовск. ун-та. Сер. геол." № 1.
- Резвой Д.П. 1965. "Анти Тяньшаньское" структурное направление в тектонике Средней Азии. — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", № 9.
- Резвой Д.П. 1972. Южный Тянь-Шань — краевая геосинклинальная система Урало-Монгольского палеозойского складчатого пояса. — В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. М.
- Рейман В.М., Бабаев А.М., Винниченко Г.П. 1969. Сейсмотектоника и поперечные структуры Центрального и Юго-Западного Таджикистана. — В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш".
- Рубанов Д.А. 1968. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. (Домезозойский период). Ташкент, "Фан".
- Рыжков О.А. 1962. Структурно-тектоническое районирование мезо-кайнозойских отложений Узбекистана. — "Узб. геол. журн.", № 3.
- Рябухин Г.Е., Ледовская Г.И. 1969. Тектоника и нефтегазоносность Байсун-Кутитангской мегантиклинали (Западный Узбекистан и Юго-Восточная Туркмения). — "Нефтегаз. геол. и геофиз.", № 4.
- Сикстель Т.А. 1960. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. — "Труды Ташк. ун-та. Новая сер.", вып. 176. Геол. науки, кн. 13.
- Синицын Н.М. 1948. О возрасте древних денудационных поверхностей в западном Тянь-Шане и Алае. — "Изв. Всесоюз. геогр. об-ва", вып. 1.
- Синицын Н.М. 1951. Об элементах палеозойского рельефа в Тянь-Шане. — "Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт.", т. 68.
- Синицын Н.М., Синицын В.М. 1958. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 4.
- Славин В.И. 1958. Основные черты геологического строения срединных массивов в альпийской геосинклинальной области. — "Науч. докл. Высшей школы. Геол. и геогр.", № 2.
- Соловьева Л.И. 1971. Новейшие поперечные структуры Туркестано-Алая и история их развития. — В кн.: Ломоносовские чтения и VI научно-отчетная конференция геологического факультета МГУ. Изд-во МГУ.
- Станкевич Ю.В. 1963. Обзорная структурная карта поверхности доюрских образований центральной части Средней Азии. М-б 1 : 2 000 000. Ташкент.
- Суворов А.И. 1963. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 80.
- Суворов А.И. 1964. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра".
- Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разло-

- мов. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 179.
- Суворов А.И.* 1969. Некоторые основные вопросы учения о глубинных разломах. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 9.
- Сытин Ю.И.* 1960. Основные структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. М., Гостоптехиздат.
- Таль-Вирский Б.Б.* 1964. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука".
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. 1963. М., Гостоптехиздат.
- Тектоническая карта запада Средней Азии. М-б 1 : 1 000 000. 1964, 1968. М.
- Тектоническая карта Юга СССР. 1975. М., ГУГК.
- Троицкий В.И.* 1967. Верхнетриасовые и юрские отложения южного Узбекистана. Л., "Недра".
- Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. 1970. М., "Недра".
- Цейслер В.М.* 1962. Блоковая тектоника юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — "Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв.", № 8.
- Цейслер В.М.* 1965а. Некоторые особенности разрывной тектоники юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — "Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв.", № 9.
- Цейслер В.М.* 1965б. Разновидности глыбовых складок в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 40, вып. 1.
- Цейслер В.М.* 1967. О соотношении горст-мегантисклинали юго-западного Гиссара с соседними областями. — "Геотектоника", № 2.
- Чедия О.К.* 1963а. К методике составления карт новейшей тектоники для Среднеазиатских гор. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1, Душанбе.
- Чедия О.К.* 1963б. Новейшие структурные формы Гиссаро-Алая (на примере Зиддинской впадины). — "Изв. АН ТаджССР. Сер. геол.-хим. и техн. наук", т. 4 (13).
- Чедия О.К.* 1964. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере юга Средней Азии). — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Чедия О.К.* 1971–1972. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. 1. 2. Фрунзе, "Илим".
- Чедия О.К.* 1972. Доорогенные выровненные поверхности в горах Средней Азии. — "Геоморфология", № 3.
- Чедия О.К.* 1973. Основные этапы геоморфогенеза среднеазиатского орогена. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе, "Илим".
- Чедия О.К., Брусничкина Н.А.* 1965. Новейшая тектоника Зеравшанской впадины и ее обрамления. — "Вестн. ЛГУ", № 6. Сер. геол. и геогр., вып. 1.
- Чедия О.К., Трофимов А.К.* 1968. Карта неотектоники (суммарные вертикальные деформации донеогеновой поверхности за неоген-четвертичное время). М-б 1 : 2 500 000. — В кн.: Атлас Таджикской ССР. Душанбе–Москва, ГУГК.
- Чедия О.К., Уткина Н.Г.* 1973. Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе. "Илим".
- Шубина Н.Г., Аристархова Л.Б.* 1965. Методика восстановления "первичного" тектонического рельефа по топографической карте. — "Вестн. МГУ. Сер. геогр.", № 2.
- Шульц С.С.* 1940. Влияние тектоники на рельеф Тянь-Шаня, ч. 1. — "Труды Ин-та геогр. АН СССР", вып. 36.
- Шульц С.С.* 1948а. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. М., ОГИЗ.
- Шульц С.С.* 1948б. Роль тектонических процессов в образовании современного рельефа Тянь-Шаня. — "Труды Ин-та геогр. АН СССР", вып. 39.
- Шульц С.С.* 1950. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы по изучению четвертичного периода СССР, вып. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Шульц С.С. (мл.).* 1972. Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня). — В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. М.
- Шульц С.С. (мл.), Горянин А.Б.* 1970. Критерии датировки поверхностей выравнивания (на примере Приаралья, Кызыл-Кумов и Тянь-Шаня). — В кн.: Поверхности выравнивания. Иркутск.
- Юрьев А.А.* 1967. К неотектонике западного окончания Туркестано-Зеравшанской горной системы. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра".
- Martonne E. de.* 1936. Rapport sur les travaux de la Commission pour la Cartographie des surfaces d'aplanissement. — In: Compte Rendu du Congrès International de Géographie, Varsovie, 1934, t. 2. Varsovie.
- Meunier A.* 1936. Carte de la surface d'érosion Eogene dans la France. — In: Compte Rendu du Congrès International de Géographie, Varsovie, 1934, t. 2. Varsovie.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Геологическое строение, палеозойская структура, история тектонического развития в мезозое и кайнозое, рельеф.	5
Геологическое строение	5
Палеозойская структура.	6
История тектонического развития в мезозое и кайнозое	10
Особенности рельефа	17
Глава вторая	
Изученность поверхности палеозойского фундамента.	19
Глава третья	
Методика изучения и анализа поверхности палеозойского фундамента	22
Построение карты	22
Анализ деформированности	25
Глава четвертая	
Описание поверхности палеозойского фундамента.	28
Структурные формы I порядка	28
Структурные формы II и III порядков	31
Глава пятая	
Общий характер деформированности поверхности фундамента.	45
Абсолютные высоты	45
Относительные высоты	47
Углы наклона	47
Кривизна	48
Соотношение вертикальных амплитуд изгибов и разрывов.	48
Глава шестая	
Структурные формы поверхности фундамента и их пространственное расположение	50
Типы структур	50
Изменение морфологии структур	55
Основные структурные направления и поперечные дислокации.	64
Глава седьмая	
Практические рекомендации	68
Заключение.	72
Литература	73

CONTENTS

Introduction	3
Chapter first	
Geological forms, Paleozoic structure, history of Mesozoic and Cenozoic tectonic development and the relief	5
Geological forms	5
Paleozoic structure	6
History of Mesozoic and Cenozoic tectonic development	10
Peculiarities of the relief	17
Chapter second	
State of investigations of the Paleozoic basement surface	19
Chapter third	
Investigation and analysis methods of the Paleozoic basement surface	22
Mapping	22
Deformation analysis	25
Chapter fourth	
Description of the Paleozoic basement surface	28
Structural forms of the 1-st order	28
Structural forms of the 2-nd and 3-rd orders	31
Chapter fifth	
General deformation features of the basement surface	45
Hypsometry	45
Relative heights	47
Pitch angles	47
Flexure (curvature)	48
Relation between the vertical bending and fractures amplitudes	48
Chapter sixth	
Structural forms of the basement surface and their spatial distribution	50
Types of the structurals	50
Morphological changes of the structurals	55
Main structural trends and transversal dislocations	64
Chapter seventh	
Practical recommendations	68
Conclusions	72
Bibliography	73

**Нина Владимировна
Лукина**

**ДЕФОРМАЦИИ ПОВЕРХНОСТИ
ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА
ЮГО-ЗАПАДНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ**

**Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом**

**Редактор В.М. Израи́лев
Редактор издательства А.В. Копп
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор И.В. Голубева**

**Подписано к печати 3/II 1977 г. Т-03326
Усл.печ.л. 7 + 0,7 вкл. Уч.-изд.л. 8
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 1690.
Цена 80 коп.**

Книга издана офсетным способом

**Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**

80 коп.