УДК 551.243 (235.216)

С. Ф. СКОБЕЛЕВ

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ СЖАТИЕ И РАЗВИТИЕ СКЛАДОК **НА ХРЕБТЕ ПЕТРА І**

На примере одной тектонической зоны — зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня - показано усложнение форм складок. Изменение морфологии структур связывается с различной длительностью воздействия горизонтального сжатия на разновозрастные отложения.

Проблема возникновения и эволюции тектонических форм в пространстве и времени — одна из самых старых в геологии. Описание многообразия складчатых и связанных с ними разрывных дислокаций в структурной геологии чаще всего сводится к выделению типа складчатости, который характеризуется преобладающей формой складок. Такой подход определяется методикой изучения тектонических дислокаций — исследованиями в отдельных тектонических зонах, которые нередко отделены друг от друга так называемыми краевыми разломами. Поэтому издавна известное усложнение форм складок обычно связывают с различными режимами тектонического развития таких зон. Тектонофизические теории, как правило, описывают частные случаи процесса формирования складчатой структуры, ограниченные условиями эксперимента. В этой связи особенно интересны те, наблюдаемые в природе, морфологические особенности складчато-разрывных нарушений, которые позволяют в непрерывном ряду проследить эволюцию тектонических деформаций и оценить возможности тектонофизических экспериментов. Морфологические особенности структуры, вероятно, могут служить индикатором тектонодинамических условий ее формирования — в данном случае условий, в которых сформировалась область новейшего горообразования — xp. Петра I.

Xp. Петра I — западная часть зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, бывшей некогда восточной окраиной Таджикской депрессии. Его отличает сложность геологического строения, увеличение дислоцированности горных пород с юга на север и с запада на восток. Хорошая обнаженность и глубокий эрозионный врез дают возможность проследить особенности и взаимосвязь форм геологической структуры в пространстве, т. е.

переходы от более простых форм складок к более сложным.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическая структура хр. Петра I и вопросы ее формирования наиболее полно освещены в работах И. Е. Губина (1940, 1960), а позже в статьях О. И. Гущенко и В. В. Степанова (1973). И. Е. Губин (1960)

так характеризует приповерхностную структуру хр. Петра І.

В строении северного склона хр. Петра I «...принимают участие верхнеюрские (гипсоносные), меловые и палеогеновые отложения, образующие Вахшский тектонический покров... Вероятная ширина покрова... достигает 8—10 км. Вблизи гребневой части (хребта.—С. С.) покров круто погружается к югу и юго-востоку. Южнее в пределах этого греб-

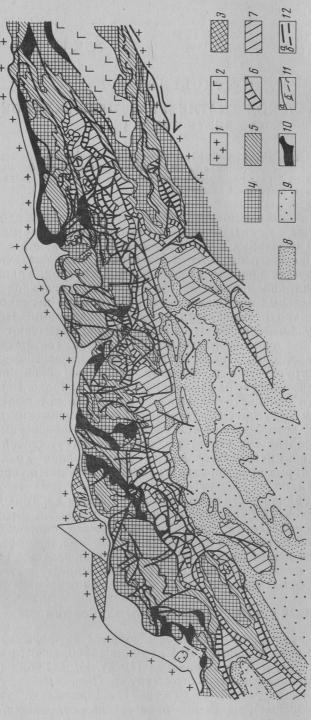


Рис. 1. Геологическая карта западной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (хр. Петра 1). Примерный масштаб 1:500 000 Жесткое обрамление и жесткое основание зоны сочленения:

но-глинистые отложения; 8—10 — верхняя жесткая толща — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты: 8 — больджуанской свиты, 9 — хинго-! — комплекс протерозойско-палеозойских пород Южного Тянь-Шаня (Гиссаро-Алая) и Северного Памира; 2 — нижне-среднеюрская вулканогеннотерригенная телща (сорбулакская свита И. Е. Губина) — предполагаемый фундамент осадочного чехла; $3-l\theta$ — осадочный чехол: 3 — мел-олигоценовые отложения южного склона Южного Тянь-Шаня, 4—нижняя жесткая толща— нижнемеловые отложения хр. Петра I, 5—7—пластичная тол-6 — верхнесенонские известняки, 7 — палеоцен-олигоценовые, преимущественно карбонатусской свиты, 10- гипсы («типсовый меланж»); 11- геологические границы: a-достоверные, 6- предполагаемые; 12- разрывные нарушения: а — достоверные, 6 — предполагаемые ща: 5 — верхнемеловые карбонатно-глинистые отложения,

ня, в тыловой части покрова развиты те же мощные верхнеюрские и меловые толщи, образующие совсем иные структуры — крупные складки юго-западного простирания, весьма большой амплитуды — в несколько километров» (стр. 198). Южнее, в западной половине хр. Петра I расположена Куляб-Тавиль-Даринская депрессия, которая «включает территорию южного склона хр. Петра I» (стр. 211). Здесь «третичная толща образует многочисленные складки юго-западного простирания», но в целом «складчатость... относительно проста» (стр. 211). «В частности, неогеновая толща вблизи земной поверхности образует пологие и острые, крутые и сундучные складки. С глубиной складчатость усложняется. Палеогеновые отложения обычно образуют более сложные и многочисленные изогнутия, чем вышележащие палеоген-неогеновые и неогеновые толщи» (стр. 211).

Отметим также, что в гребневой части хребта обнажаются сложнодислоцированные палеогеновые и верхнемеловые отложения, распространенные почти повсеместно (рис. 1), а верхнеюрские (?) гипсоносные толщи залегают в подводораздельной части, как бы в тылу покрова. В восточной половине хр. Петра I Вахшский покров сближается с Каракульским разломом, южным ограничением Внешней зоны Памира — Куэнь-Луня, по которому палеозойские толщи Северного Памира взброшены и частично надвинуты на мезозойско-кайнозойские отложения Внешней зоны, из-под которых обнажаются вулканогенные толщи ядра

Сорбулакской антиклинали (рис. 1).

Вахшский покров, по мнению И. Е. Губина (1960, стр. 238),— «сплошной тектонический покров с минимальной амплитудой от 4—5 до 8—9 км». В своей фронтальной части он оборван самыми южными из южнотяньшанских разломов. При образовании покров «опускался вниз, на гипсометрически более низкую территорию... Таким образом, при образовании фронтальной части имела значение гравитационная сила» (стр. 248). Но, несмотря на это, вся структура северного склона хр. Петра I объясняется И. Е. Губиным «...горизонтальным движением поверхностных кайнозойских масс, которое было обусловлено почти горизонтальным надвигом в субстрате» (стр. 248), а в целом структура хр. Петра I — «так или иначе... результат горизонтальных движений» (стр. 249).

О. И. Гущенко и В. В. Степанов, развивая представления о субмеридиональном сжатии региона, значительно уточнили геологическую структуру хр. Петра I и провели ее моделирование, подтвердившее возможность формирования структуры в условиях субгоризонтального сжатия.

Опираясь на эти положения, автор анализирует морфологические особенности складок, которые позволяют проследить различные стадии процесса складкообразования и на основании этого рассмотреть особенности эволюции геологической структуры района.

морфология складок и разрывов

Форма складок и взаимосвязанных с ними разрывов определяется механическими свойствами деформируемых толщ горных пород и общим региональным полем напряжений, или тектонической обстановкой (Гзовский, 1954; Ажгирей, 1966; Хилс, 1967). Поскольку установлено (Губин, 1960; Гущенко, Степанов, 1973), что структура хр. Петра І формировалась в условиях единого для всего района субгоризонтального сжатия, различия в строении структурных форм должны в значительной мере определяться различиями механических свойств сминаемых толщ. С этой точки зрения мезозойско-кайнозойские отложения хр. Петра І можно представить как две относительно жесткие толщи, разделенные более пластичной, которые залегают на еще более жестком фундаменте, сложенном вулканогенно-осадочными породами нижней — средней юры, обнаженными лишь в ядре Сорбулакской антиклинали и лежачем крыле

Дарваз-Каракульского разлома. Предполагается, что между фундаментом и нижней жесткой толщей залегает глинисто-гипсовая пачка верхней юры мощностью около 200 м, которая обнажена на северных склонах хребта и, возможно, образует диапировые структуры. Гипсовые тела весьма специфичны. Как правило, они связаны с зонами интенсивных дислокаций вмещающих пород и ограничены тектоническими контактами, вследствие чего неопределенно их стратиграфическое положение. Для них характерно в целом согласное факколитоподобное залегание среди вмещающих пород. Внутренняя структура гипсовых тел отличается интенсивной плойчатостью, обилием обломков вмещающих пород, как правило, растертых в порошок. Все это наводит на мысль о «гипсовом меланже», который служит как бы смазкой при дислокациях деформируемых толщ вмещающих пород.

В составе осадочного чехла выделяются: 1) нижняя, относительно жесткая толща, представленная валанжин-аптскими массивно-слоистыми красноцветными гравелитами, песчаниками и алевролитами мощностью от 800 до 1500 м, обнаженными в ядрах крупных антиклиналей; 2) пластичная толща, залегающая непосредственно на нижней и представленная чередованием сланцев, известняков, мергелей и песчаников альб — олигоцена, разделенных массивными известняками верхнего сенона мощностью около 200 м; мощность альб-нижнесенонской пачки около 800 м, палеоцен-олигоценовый — 250—300 м; пластичность толщи усиливается гипсами, которые встречаются в ее различных частях; это и редкие линзы среди песчаников риштанских слоев (олигоцен), и повсеместно распространенные с резко меняющейся мощностью (от 50 до 200 м) гипсы в основании палеоцена (акджарские и бухарские слои), и отдельные линзы среди верхнемеловых отложений; 3) верхняя жесткая толща сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами олигоцена — миоцена (сумсарские, шурысайские слои, больджуанская и хингоусская свиты) мощностью около 1500 м.

Таким образом, специфика распределения механических свойств в разрезе отложений мезозоя — кайнозоя хр. Петра I заключается в том, что общий принцип строения — две жесткие толщи, разделенные более пластичной, многократно повторяется и в самой пластичной толще. Роль жестких прослоев в ней выполняют пласты песчаников и известняков, а пластичных — глинистых сланцев и гипсов. Поэтому оказалось возможным выбрать скользящий опорный горизонт для изучения морфологии структур и по его деформациям, как на модели, проследить ряд эволю-

ции структур.

модель структуры

В качестве модели деформаций жесткой пластины можно избрать ряд последовательного усложнения коробчатой складки, наблюдаемый непосредственно в обнажении на северном склоне хр. Петра I по пласту сеноманских известняков.

На правом борту р. Шурак (западный) прослеживаются начальные формы — от коробчатой до пережатой веерной складки, с примерно равными высотой складки и шириной ее свода. Восточнее веерные складки расплющиваются в грибовидные, которые по простиранию трансформируются в еще более расплющенные грибовидные (ширина свода антиклинали значительно превосходит ее высоту), которые при дальнейшем расплющивании или растягивании свода преобразуются в изоклинальные, лежачие и запрокинутые складки, переходящие в складко-надвиги. Основная особенность таких структур — надвиги в осевой части склад-

¹ Скользящим опорным горизонтом может быть любой из пластов известняков в верхнемеловой — палеогеновой толще, в котором складчатая деформация выражена и сохранилась наиболее полно.

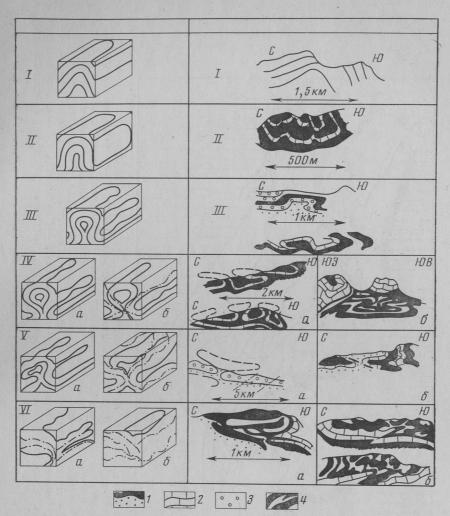
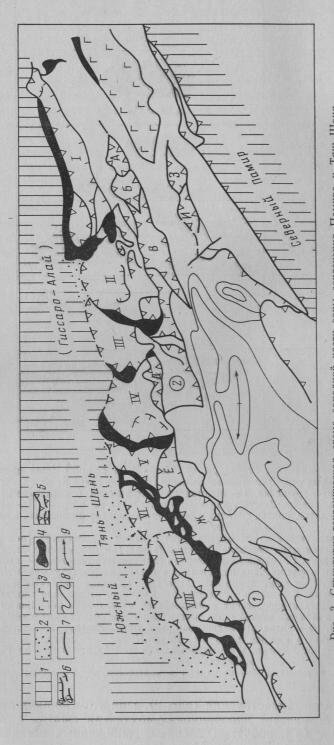


Рис. 2. Схема эволюции складчатой структуры хр. Петра I. В колонке слева схемы, справа — зарисовки реальных структур. Тонкие сплошные линии — границы слоев, пунктир с точкой — разрывные нарушения. I — простая концентрическая (цилиндрическая) складка, справа — профиль через Даштигурскую антиклиналь (I на рис. 3); II — сундучная или коробчатая складка, справа складки в сеноман-сантонских отложениях в верховьях р. Чигдабион.

III — пережатая сундучная (веерная) складка, справа складки в новейших (неогенчетвертичных) конгломератах близ перевала Полизак (вверху) и сеноманских известняках близ Алмалыка (внизу); IV — пережатая веерная складка: a — простая, b — сложная; справа — a — складки в сеноманских известняках в верховьях рек Обилырд и Шурак, b — деформации сенонских известняков близ перевала Гарданикафтар («И» и «З» на рис. 3); V — грибовидные: a — простая складка, b — сложная, оторванная складка покров; справа — a — складка в хингоусских конгломератах в верховьях рек Лянгар и Саед, b — восточная часть Луихарвинской антиклинали (2 на рис. 3); VI — изоклинальные: a — складко-надвиг, b — складчато-надвиговая пластина; справа: a — складка в верхнемеловых отложениях в нижнем течении р. Дараи-Нушор, b — складки в верхнемеловых и палеогеновых отложениях в водораздельной части хребта к югу от Таджикабада

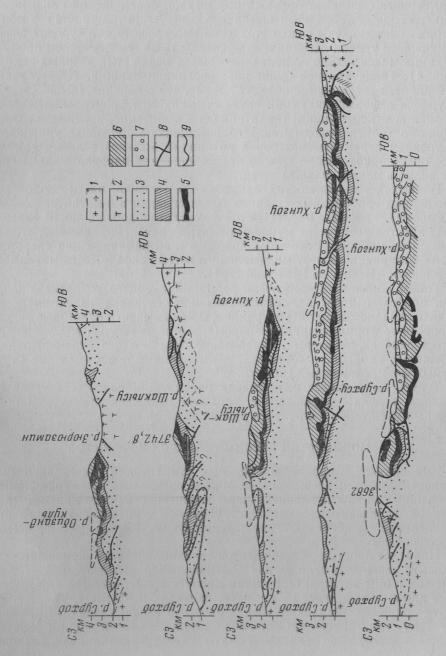
1 — песчаники, 2 — известняки, 3 — песчаники и конгломераты, 4 — гипсы

ки, близкие к плоскости напластования (рис. 2). При этом ширина сводовой части складок возрастает пропорционально степени сжатия от нескольких сотен метров (в коробчатых, веерных, грибовидных складках ширина свода соизмерима с высотой) до нескольких километров (в расплющенных грибовидных и изоклинальных складко-надвигах ширина складки в десятки раз больше ее высоты (см. рис. 2).



5 — складко-надвиги (а) и складко-покровы (б): І — Қанишиский; складки (цифры в кружках) — 7 — Даштигурская, 2 — Луихарвинская; покровы без перемещения или с незначительным смещением: А — Ала-Жесткое обрамление: 1—протерозойско-палеозойский комплекс пород Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, 2—погребенный под маломошным чехлом край Южного Тянь-Шаня, 3— выходы погребенного под осадочным чехлом фундамента (ядро Сорбулакской антиклинали И. Е. Губина); кусрокский, Б.— Шикергинский, В.— Новодонганы — Шикергинский, Г.— Луихарвинский, Д.— Дидальский, Е.— Полиминский, Ж.— Камчарок-Сиакугский, И, 3—Гарданикафтарский; 6—сбросы достоверные и предполагаемые; 7— разрывы с неустановленным смещением; 8—границы свит VI — Аскалонский, VII — Джаучи-Ортотский, Рис. 3. Структурно-тектоническая схема западной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня внутри верхней жесткой толщи; 9 — оси антиклиналей складчато-покровная структура осадочного чехла хр. Петра I: 4 — «гипсовый меланж»; бекский, II — Файхтабадский, III — Каудальский, IV — Шомарский, V — Яхакпастский,

7 — верхняя жесткая няки, 6 — палеоцен-олигоце новые преимущественно карлиты, песчаники и алевро нижнемеловые отложения натно-глинистые отложения 5 — верхнесенонские извест бонатно-глинистые отложе толща: конгломераты, граве литы больджуанской, хин Рис. 4. Геологические депрессии; нижняя жесткая 4-6-пластичная — верхнемеловые — палеозойское Памира: жикской гоусской



В тесной связи со складками находятся взбросы, надвиги и покровы. Последние формируются, как правило, из пережатой веерной или грибовидной антиклинали, представляя ее часть, оторванную от своего основания встречными (Х-образными) взбросо-надвигами, которые возникают в узлах максимального изгиба слоев в качестве дополнительных плоскостей скольжения при деформации изгиба (рис. 2). Подобные покровы без перемещения (по И. А. Белостоцкому, 1971), нередко с небольшими (около километра) смещениями к северу чаще всего наблюдаются в массивных, мощностью около 200 м, верхнесенонских известняках

В целом для наблюдаемого ряда усложняющихся складок характерно асимметричное строение — запрокидывание сводов к северу. Асимметрия, вероятно, вызвана большей амплитудой перемещения или «перетеканием» горных пород в тех частях деформируемой толщи или горизонта, которые расположены гипсометрически выше некоторого «уровня деформации». Эти уровни легко можно представить на геологическом профиле, соединив максимально сближенные крылья пережатых веерных складок (рис. 4). Таких уровней будет два: верхний и нижний. «Перетекание» материала, возможно, происходит потому, что в верхних (выше «верхнего уровня деформации») горизонтах суммируются фронтальное давление верхней жесткой толщи и гравитационное оползание, а в нижних (ниже «нижнего уровня деформации») гравитационное оползание уравнивается трением перемещаемых пород по нижней жесткой толще. Этот процесс очень приближенно можно представить как запрокидывание гребней волн на море в сильный ветер.

В замках изоклинальных складок — всего лишь части сводов расплющенных грибовидных (ширина свода складки в десятки раз больше ее высоты) — нередко наблюдаются факколитоподобные линзы гипсов и реже простое увеличение мощности смятых слоев. По-видимому, это связано с отслаиванием отдельных прослоев и выжиманием или «перетеканием» материала из мест минимального изгиба слоя в места максимального изгиба (Белоусов, Гзовский, 1964).

Таким образом, используя деформации опорного горизонта, например, пластов сантонских, сеноманских или сенонских известняков как модель складчатой структуры района, можно выявить некоторые закономерности ее формирования. Во-первых, это непрерывный ряд усложняющихся складок, во-вторых, образование покровов без перемещения из пережатых складок, и в-третьих, тектоническое происхождение структурных форм, сложенных гипсами.

Теперь на конкретных примерах рассмотрим, соответствует ли выбранная модель— наблюдаемое реальное явление— структурам более

крупных масштабов и структуре района в целом.

МОРФОЛОГИЯ КРУПНЫХ СКЛАДОК И РАЗРЫВОВ

Как правило, морфологию крупных (амплитудой в несколько километров) складок и разрывов невозможно определить при единичном наблюдении, так как их значительная усложненность более мелкими (амплитудой до первого километра) структурами и интенсивное эрозионное расчленение представляют наблюдению лишь отдельные фрагменты

крупных форм.

(рис. 3).

Наиболее простые складчатые дислокации, почти не нарушенные разрывами, развиты в отложениях больджуанской и хингоусской свит и в близких к ним по характеристикам прочности нижнемеловых отложениях в ядрах антиклиналей на южных склонах хр. Петра І. Так, в левом борту долины р. Фаркикуш между замками изоклинальных, ныряющих навстречу одна другой антиклиналей с палеогеновыми ядрами больджуанские и хингоусские отложения смяты в веерную синклиналь, наклонен-

ную к югу (падение пород на северном крыле 40—45°, на южном — 70—80°). Следующая стадия усложнения структуры (сжатие) наблюдается в верховьях р. Саед. Здесь коробчато-веерная структура больджуанских и хингоусских конгломератов претерпевает как бы дальнейшее вертикальное расплющивание, образуя сочетание грибовидной антиклинали и расплющенной веерной синклинали (рис. 2). В местах максимального изгиба слоев наблюдаются крутые взбросо-надвиги, преобразующиеся в послойные срывы по мере усложнения структуры, и значительное (почти вдвое) увеличение мощности слоев.

Таким образом, структура наиболее молодых — олигоцен-миоценовых отложений, слагающих верхнюю жесткую толщу, по морфологическим особенностям соответствует только начальным стадиям деформации жесткой пластины. Вероятно, веерно-коробчатая форма характерна и для всей этой части молассового прогиба, в плане имеющего грубо тра-

пециевидные очертания (см. рис. 1 и 3).

Деформации нижней жесткой пластины более сложные, более эволюционировавшие. Для нее характерны как самые простые, так и самые сложные формы ранее описанного ряда усложняющихся складок (рис. 1, 2, 4, 5). Приведем примеры. Самая простая по форме — Даштигурская антиклиналь — симметричная складка северо-восточного простирания с падением слоев на крыльях 40—45° и овальным сводом (рис. 2). Ширина ее ядра по валанжин (?) - аптским отложениям 5—6 км. Изменения мощности слоев в видимой части складки не наблюдается. Ее восточная периклиналь, подрезанная Чильдаринским надвигом (рис. 1, 4), имеет

форму острого клина (Гущенко, Степанов, 1973).

Следующая по степени сложности деформации — Яфучская антиклиналь расположена севернее водораздела. Это пережатая веерная, местами переходящая в грибовидную, складка, также сложенная нижнемеловыми песчаниками. Ее ось в северо-восточном направлении простирается несколько южнее оз. Каракуль, к востоку от него пересекаясь водоразделом хребта (см. рис. 1). Здесь, в верховьях сая Руноу, на поперечном к водоразделу склоне видна веерно-грибообразная форма складки; ширина ее свода около 4 км, а в наиболее пережатой части — 1,5—2 км. Наклон крыльев меняется от вертикального до почти горизонтального (10—15°). Южное крыло короче северного (см. 2 на рис. 5). Свод антиклинали ограничен с юга и севера соответственно Руноуским и Уфучским разрывами (Гущенко, Степанов, 1973), наклон которых меняется от крутого взброса до пологого надвига, а в целом эти взбросонадвиги должны рассматриваться как близкие к напластованию встречные срывы, плоскости которых образуют острый угол с плоскостью напластования пород.

Уфучский взбросо-надвиг прослеживается с запада на восток от субмеридионального участка долины р. Хингоу до верховьев сая Руноу, где теряется в массе малоамплитудных складок и разрывов. В долине р. Хингоу по Яфучскому разрыву на альбские песчаники и сланцы взброшены баррем-аптские песчаники. Висячее крыло взброса подстилается узкой, в виде острого клина, линзой гипсов («гипсового меланжа»). Падение пластов и плоскости сместителя согласное — 60—70° к юго-востоку. В 5 км восточнее разрыв выполаживается до горизонтального надвига, по которому сеноманские известняки перекрыты баррем-аптскими песчаниками. Еще восточнее разрыв снова трансформируется в крутой послойный взброс в нижнемеловых отложениях и, наконец, затухает, разряжаясь в виде зоны напряженных малоамплитудных складок.

Таким образом, на всем своем протяжении Яфучский взбросо-надвиг проходит как близкий к напластованию согласный разрыв на границе более пластичных альб-сеноманских сланцев и менее пластичных баррем-аптских песчаников, являясь поверхностью раздела между ними.

Следующая по сложности деформации складка — Луихарвинская антиклиналь, пересекаемая водоразделом в центре хребта (см. рис. 1). Западная периклиналь складки, расположенная южнее водораздела, построена относительно просто и представляет собой слабо запрокинутую к юго-востоку изоклинальную складку, осложненную малоамплитудными складками и послойными срывами. Это как бы трансформированная более интенсивным сжатием антиклиналь, подобная Даштигурской

Севернее водораздела морфология этой антиклинали меняется. При движении с запада на восток вдоль водораздела хр. Петра I сначала наблюдаются стоящие на головах сдвоенных толщи песчаников баррем (?) — апта, которые образуют прямую изоклинальную антиклиналь. Восточнее она постепенно опрокидывается к северу, образуя в дальнейшем лежачую, нарушенную в ядерной части многочисленными взбросами и надвигами изоклинальную складку. Все это — части расплющенной грибовидной антиклинали. Таким образом, к югу от водораздела наблюдалась только незначительная южная часть свода Луихарвинской антиклинали, которая «расплющивается» под водоразделом и примерно в одном эрозионном срезе на северных склонах хребта из-под верхнемеловых — палеогеновых отложений открываются ее различные части.

В общем виде Луихарвинскую антиклиналь можно представить как трансформированную складку, подобную Яфучской, но еще более сжатую. При этом деформация как бы нарастает с запада на восток, и исследователю последовательно открываются для наблюдений различные стадии развития структуры — от простой неизмененной части антиклинали до сорванной по многочисленным деформированным плоскостям складки — надвига. Срывы проходят не только в разнородных по механическим свойствам толщах, как это наблюдалось на северном крыле Яфучской антиклинали, но и в однородных по прочности песчаниках во внутриядерной части антиклинали, где срывы, несомненно, возникают как дополнительные плоскости скольжения одних прослоев по другим. Таков, например, Кызылкульский надвиг, который сначала в виде единой плоскости, а затем восточнее как зона многочисленных нарушений более высокого порядка — малоамплитудных складок и разрывов — проходит вдоль северного крыла Луихарвинской антиклинали, пересекая ее ядро (рис. 1) и, образуя покровы без перемещения (тектонические отторженцы).

Поясним это примером. Восточнее оз. Кызылкуль, близ северного крыла Луихарвинской антиклинали, на сеноманских сланцах и известняках субгоризонтально залегают отдельными останцами пластины нижнемеловых песчаников площадью в первые километры. Их возникновение связано с тем, что в наиболее узкой части между сводами Луихарвинской и расположенной к северу от нее Таджикабадской антиклинали свод первой был дополнительно покороблен и смят сначала в простую дополнительную складку, которая при последующем сжатии по встречным Х-образным взбросо-надвигам оказалась выжатой вверх, в зону свободного пространства, оторванной от своего корня и впоследствии

несколько перемещенной к северу.

Приведенные выше примеры складчатых деформаций с амплитудой от первых километров до нескольких километров подтверждают закономерности ряда изменений формы складок под действием возрастающего сжатия, прослеженные по деформациям «опорного горизонта» — пластам известняков в сеноман-сантонской толще. Таким образом, деформации опорного горизонта и изменение морфологии отдельных складок дают ключ к расшифровке всей структуры хр. Петра I, которая в общем виде, вероятно, обусловлена деформациями жестких толщ — нижнемеловой и олигоцен-миоценовой. Более пластичные породы, смятые дисгармонично по отношению к ним, деформируются как бы пассивно, в

(рис. 2).

целом согласно со структурой нижней жесткой толщи, а дисгармония вызвана пластическим течением пород, слагающих эту толщу, т. е. горизонтальным перемещением материала на всех структурных уровнях. Предполагается, что такие перемещения происходят не только под действием горизонтального сжатия, но и сил гравитации, непрерывно действующих совместно с ним.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР. ВЗАИМОСВЯЗЬ СТРУКТУР В ПРОСТРАНСТВЕ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

На основании изложенного структура наиболее сложного, северного склона xp. Петра I, представляется как сочетание крупных, возможно конседиментационных, шириной до десятка километров первично-коробчатых складок, эволюционировавших в грибовидные антиклинали первого порядка, преобразовавшиеся в дальнейшем в сложную систему расплющенных грибовидных складок и надвиговых пластин (рис. 1, 4). В пологих широких сводах таких антиклиналей синклинально залегают верхнемеловые отложения, которые перемяты в более мелкие складки. К антиклиналям первого порядка относятся Гармская, Хозретиполиминская, Шомарская, Файхтабадская, Канишибекская и др. (рис. 1). Эти антиклинали образуют ряд кулисно подставляющих одна другую структур, которые в современном эрозионном срезе разделены узкими синклиналями, выполненными, как правило, мощными телами гипсов. По ним периклинальные части антиклиналей последовательно надвинуты одна на другую, из-за чего образуется сложная складчато-надвиговая структура хр. Петра I (см. рис. 1, 3, 4). Так, в долине р. Шурак (западный) на восточном склоне горы Полима (рис. 5) апт-альбские песчаники смяты в две грибовидные складки, которые своим общим корнем напоминают в профиле двутавровую балку, а в сочетании с сопряженными лежачими, развернутыми в разные стороны синклиналями получается сложная объемная фигура.

Ядро северной синклинали выполнено «гипсовым меланжем», возникшим в результате раздавливания, перетирания и, возможно, метасоматоза сеноманских карбонатно-глинистых пород, которые сначала в замке складки отдельными будинами и линзами среди гипсов, а затем на ее крыле в нормальном неизменном виде обнажены на северном склоне хребта, обращенном к р. Сурхоб. Но это только верхняя часть обширного гипсового тела видимой мощностью более 200 м, похожего на язык морены и прорезанного р. Шурак на протяжении нескольких километров. Ниже, на уровне днища долины и основной массы гипсов, вероятно, находились еще два более крупных ядра лежачих синклиналей, подобных вышеописанным и выполненных верхнемеловыми карбонатно-глинистыми породами. В результате последующего горизонтального сдавливания и надвигания хр. Петра I на Тянь-Шань верхнее и нижнее тела гипсов были частично совмещены и перекрыты надвинутой с востока периклиналью Шомарской антиклинали.

На примере Полиминской и Шомарской антиклиналей удается выяснить, во-первых, тектоно-метасоматическое происхождение основных гипсовых структур северного склона хр. Петра I, а во-вторых, двойственный характер надвигания отложений северных склонов хребта на Предюжно-гиссарский прогиб. Структуры надвигаются не только в субмеридиональном направлении, как этого следовало бы ожидать при субмеридиональном сближении Памира и Тянь-Шаня, но и с востока на запад. Последнее, вероятно, вызвано тем, что массы перемещаемых пород у жесткого упора протерозойско-палеозойских кристаллических пород Южного Тянь-Шаня выжимаются в зону свободного пространства — вверх, перекрывая частично одновозрастные толщи Предюжногиссар-

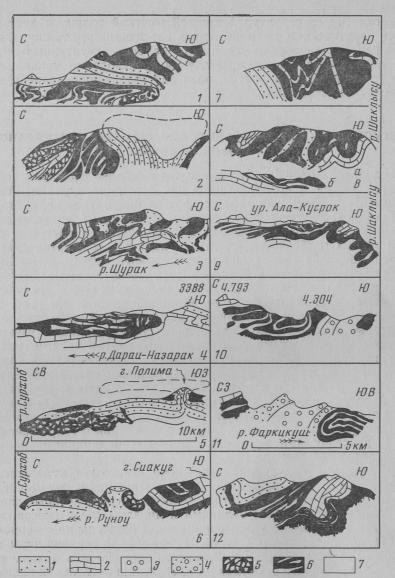


Рис. 5. Сравнительная таблица структур южного и северного склонов хр. Петра I

1— песчаники, 2— известняки, 3—4— песчаники и конгломераты: 3— больджуанской свиты, 4— хингоусской свиты, 5— гипсы («гипсовый меланж»), 6— толща преимущественно глинистых сланцез (черное) со смещенными по разрывам маркирующим горизонтам известняков, мергелей и др. (белое). Цифрами обозначены структуры, на которые есть ссылки в тексте

ского прогиба, и на запад — в сторону Таджикской депрессии, где на-

пряженность геологической структуры значительно меньше.

Вблизи от водораздела и на самом водоразделе геологическая структура хр. Петра I еще больше усложняется. Пластичная толща карбонатно-глинистых пород верхнего мела и палеогена смята дисгармонично по отношению к подстилающим и перекрывающим ее породам нижней и верхней жестких толщ. Слои перемяты в различные складки, преимущественно в опрокинутые лежачие складко-надвиги. Отдельные жесткие прослои внутри пластичной толщи растянуты, развальцованы, будинированы, вследствие чего нередко наблюдается факколитоподобная струк-

тура в замках складок (см. 1, 4, 8 на рис. 5). Характерно образование покровов первого рода (Гогель, 1969), а также покровов без перемещения. Значительную роль при формировании складчато-разрывной структуры пластичной толщи играет пластическое течение вещества, происходящее не только под действием направленного к северу давления фронта верхней жесткой толщи, т. е. горизонтального сжатия, но и сил гравитации, включающих как собственный вес деформируемых пластичных пород, так и вес вышележащей полуторакилометровой толщи олигоцен — миоцена.

В целом создается впечатление, что структура верхнемеловых и палеогеновых отложений настолько дисгармонична структуре жестких толщ, что никоим образом не связана с ней. Однако это не так. Общий структурный план пластичной толщи, который получается, если описать зеркалом складчатости дисгармоничную структуру этой толщи, в принципе подобен структурному плану подстилающих и перекрывающих ее отложений (см. рис. 1, 4). Это подобие вызвано тем, что формирование крупных складок в пластичной толще происходило в пространстве, ограниченном жесткими толщами, т. е. происходило раздавливание пластичных пород между жесткими толщами и как следствие этого пластическое течение материала. Подобного рода структуры описаны в литературе как

структуры истечения (Гогель, 1969).

Таким образом, структура водораздельной части хр. Петра I в общем виде представляет собой выжатую вверх веерообразную синклиналь первого порядка (Кропоткин, 1961), ограниченную с севера и юга S-образными (в профиле) надвигами (рис. 4), образовавшимися за счет гравитационного расползания пластичных пород. На более глубоких (порядка нескольких километров) структурных уровнях можно ожидать изменение морфологии этих S-образных надвигов и отрыв водораздела по встречным, Х-образным надвигам так же, как это происходит в более малых структурах (см. выше). Видимая простота расположенных в западной части к югу от водораздела хребта Даштигурской и западной периклинали Луихарвинской антиклинали, вероятно, связана с тем, что они находятся в зоне относительного растяжения (меньшего сжатия), чем аналогичные структуры на северном склоне. Это подтверждается тем, что морфология структур южного склона хр. Петра І близ фронта Дарваз-Каракульского разлома почти не отличается от морфологии структур северных склонов (см. 7 на рис. 5).

Выявленный в нижнемеловых отложениях эволюционный ряд складок от простейших к наиболее сложным и сходство простейших структур в нижней жесткой толще и верхней жесткой толще указывают на связь формирования структурных планов этих разновозрастных отложений. Форма складок в олигоцен-миоценовых отложениях отвечает начальным стадиям эволюционного ряда структур, что может быть связано с более кратковременным воздействием регионального сжатия на более молодые отложения. Еще более наглядно эта зависимость выявляется при сравнении деформаций олигоцен-миоценовых отложений с плиоцен-четвер-

тичными.

Однако из прослеженного на структурах разного масштаба ряда усложняющихся складок выпадают дислокации, наблюдаемые в основании северного склона хр. Петра I в районе Лабиджарской впадины. Здесь, на уровне верхнеплейстоценовой террасы рек Сурхоб — Хингоу, в валанжин (?)-аптских песчаниках выше «гипсового маланжа» наблюдаются мелкие (амплитудой порядка первых сотен метров) наклоненные к северу косые складки, нарушенные надвигами в ядерной части, наклон которых несколько круче наклона осевой плоскости. Аналогичные им структуры прослеживаются на том же структурном уровне и в основании водораздела (р. Оби-Лырд) под Яфучским надвигом. Вероятно, эти выпадающие из ряда усложняющихся деформаций косые складки в ниж-

немеловых отложениях характеризуют наиболее низкий (гипсометрически) уровень деформации нижней жесткой толщи— основание сорванного чехла— и отражают закономерное изменение морфологии складок в зависимости от мощности сминаемой толщи (Гогель, 1969).

Таким образом, вся структура мезозойско-кайнозойского чехла хр. Петра I может быть охарактеризована как покровная структура истечения (Гогель, 1969), сформировавшаяся под действием тангенциального сжатия и сил гравитации. Ее автохтон, по-видимому, обнажается лишь

на южном склоне хр. Петра I, в ядре Сорбулакской антиклинали.

Все рассмотренные структуры относятся к приповерхностному структурному ярусу. В более близких к фундаменту ярусах структурный план. вероятнее всего, будет резко отличаться от приповерхностного, во-первых, за счет формирования блоковой структуры самого фундамента. вызванного сокращением ширины прогиба по крайней мере в пределах первого десятка километров; во-вторых, за счет мелкой складчатости (гофрировки). Другими словами, крупные складки первоначально формируются как структуры облекания блоков фундамента или, возможно, как конседиментационные складки, а мелкая гофрировка отражает значительное сокращение первоначальной ширины пластов на большой площади.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Складчатая структура хр. Петра I неоднородна по сложности. Возникшие первоначально простые складки в процессе развития трансформируются в веерные, пережатые веерные, далее в грибовидные разной сложности складки и, наконец, в тектонические покровы, почти не перемещенные от своих корней (см. рис. 1, 3, 4, 5). Разрывные нарушения тесно связаны со складчатой структурой и развиваются как срывы, близкие к напластованию.

Значительное упрощение форм складок в олигоцен-миоценовых отложениях следует расценивать не как результат изменения тектонического режима, а как следствие меньшей величины тектонических деформаций. Под действием начавшихся ранее однонаправленных движений меловые и палеогеновые отложения претерпели более сложные деформации, чем миоценовые и тем более плиоценовые и четвертичные. Таким образом, сложность деформаций непосредственно зависит от возраста деформированных отложений.

Геологическая структура хр. Петра I характеризуется ярусностью распределения деформаций разной степени сложности. Относительно небольшие, но сложные, грибовидные складки в нижнемеловых отложениях формируются структурно выше, чем относительно простые по морфологии, но большие по величине, коробчато-грибовидные складки. Вероятно, еще большее упрощение структуры будет на границе жесткого фундамента и осадочного чехла. Здесь возможно формирование складок облекания, диапировых структур и, наиболее вероятно, простых гребневидных складок по северному борту прогиба. В верхних горизонтах осадочного чехла деформации усиливаются надвиганием и покровообразованием, дисгармоничной складчатостью. Надвигание идет не только поперек основного простирания хребта, но и на запад, параллельно простиранию структур. Это проявляется в последовательном надвиговом перекрытии с востока на запад более северных складчатых цепей складчатыми образованиями, первоначально располагавшимися южнее, на что давно указывал И. Е. Губин (1940, 1960). Происходившее местами обтекание складками выступов жесткого фундамента вызывало искривление осей складок, например, крутой коленообразный изгиб простирания структур на нижнем субмеридиональном отрезке долины р. Хингоу.

Существование массива Тянь-Шаня как жесткого упора на пути двигавшихся к северу мезозойско-кайнозойских отложений вызвало образо-

вание в них сложных складчато-надвиговых и покровных дислокаций. которые вблизи от земной поверхности реализовались разномасштабными зонами повышенной концентрации и разрядки тектонических напряжений, а не в виде единого крупного скола, как это предполагалось ранее (Губин, 1960). Однако на глубине, вероятно, может существовать предсказанный И. Е. Губиным (1940, 1960) срыв мезозойско-кайнозойского чехла со своего фундамента, причем амплитуда его должна возрастать к югу, т. е. в сторону, откуда надвигались массы горных пород. Таким образом, приведенные в статье данные заставляют отказаться от концепции единого Вахшского надвига как крупного регионального разрыва, по которому происходило надвигание мезозойско-кайнозойских отложений северного склона хр. Петра I на Южный Тянь-Шань. Однако существование зоны интенсивных надвиговых дислокаций близ массивов протерозойско-палеозойских пород ни в коей мере не отвергается.

Приведенные в статье данные подтверждают представление о тектоническом сокращении восточной части Таджикской депрессии, которое происходит, очевидно, в результате движений Памиро-Индостанского

сектора земной коры на север.

Литература

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.

Белостоцкий И. Д. Вопросы формирования тектонических покровов и гравитационных структур (на примере динарид). — Геол. сб. № 13, Львов, Изд-во Львовск. гос. унта, 1971.

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964. Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954,

Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969. Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.— Л., Госгеолиздат,

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана.

М., Изд-во АН СССР, 1960. Гущенко О. И., Степанов В. В. Механизм формирования структур, поле напряжений и современные движения западной части хр. Петра I (на примере некоторых участков Гармского геодинамического полигона).— В сб.: Современные движения земной коры, \mathbb{N} 5. Тарту, Изд-во АН ЭстССР, 1973. Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В сб.:

Методы изучения тектонических структур, вып. II. М., Изд-во АН СССР, 1961. Хилс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 23 марта 1976 г.