

УДК 551.242(235.216)

МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ ГИССАРО-АЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (ТЯНЬ-ШАНЬ): СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2013 г. М. Г. Леонов

Геологический институт РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7

E-mail: m_leonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 29.10.2012 г.

В статье рассмотрено геологическое строение внутриплитных и орогенных впадин Гиссаро-Алайской горной области (Южный Тянь-Шань) на фоне общего геодинамического развития региона. Главный акцент сделан на постколлизийных – плитном и орогенном – этапах эволюции. Приведено описание Каракульской, Зиддинской, Раватской, Зеравшанской и других мезозойско-кайнозойских впадин. Рассмотрена их тектоническая структура, эволюция, положение в общей морфоструктуре новейшего орогена, соотношение с глубинным строением региона. Сделан вывод о механизме формирования альпийской морфоструктуры региона за счет проявления объемного течения горных масс на различных уровнях коры и литосферы. Установлена значительная тектоническая 3D подвижность горных масс фундамента на плитном и орогенном этапах развития территории.

Ключевые слова: Тянь-Шань, межгорные впадины, новейшая тектоника, структура, геодинамика.

ВВЕДЕНИЕ

Структурные впадины (дискретные седиментационные бассейны) представляют собой главное, если не единственное, структурно-вещественное выражение геологических событий, имевших место на плитной стадии развития подвижных поясов и на этапе их орогенной активизации. Именно в тектонической структуре внутриплитных и межгорных впадин, в их соотношениях с породами фундамента, в особенностях проявления магматизма и осадконакопления, в характере вторичных структурно-диагенетических преобразований вулканогенно-осадочного чехла заложена информация о геодинамике консолидированной коры подвижных зон Земли и об особенностях ее эволюции на плитном и орогенном этапах. Кроме того, на плитном этапе и в процессе становления горного сооружения породы фундамента испытывают интенсивную структурно-вещественную переработку, которая отражает объемную (3D) тектоническую подвижность складчато-метаморфического основания на условно жесткой стадии его существования [5, 17, 28, 29, 31, 34, 35, 44, 50, 58].

Главное внимание в статье уделено внутригорным впадинам, так как именно они изучены с тектонических позиций явно недостаточно и именно они раскрывают многие существенные особенности альпийской геодинамики региона.

Обзор развития Гиссаро-Алая, входящего в систему Южного Тянь-Шаня, в фанерозое осуществ-

лен ранее [31], но в нем акцент сделан на палеозойской истории региона, мезозойско-кайнозойскому (альпийскому) этапу, отражающему геодинамику подвижных поясов на постколлизийных – плитном и орогенном – этапах их эволюции, было уделено мало внимания. Однако некоторый повтор в изложении материала необходим, так как иначе может быть утрачено представление о месте альпийского тектогенеза в общей эволюции региона.

В структурно-тектоническом смысле Гиссаро-Алай (рис. 1) – это юго-западная ветвь Урало-Монгольского пояса (для палеозойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа). Область новейшей активизации захватывает обширные пространства Евразии с различной предысторией земной коры и литосферы: складчато-покровные пояса, молодые и древние платформы, срединные массивы. На севере и северо-востоке по Южно-Ферганскому и Иньльчекскому разломам он граничит со структурами Срединного Тянь-Шаня, а на юге – с древними кристаллическими массивами Тарима и Южно-го Гиссара и находящимися между ними структурами Памира. В настоящее время горное сооружение Гиссаро-Алая практически со всех сторон окружено молодыми молассовыми впадинами.

Регион прошел сложную и многоэтапную историю геологического развития, в результате чего было сформировано складчато-покровное сооружение, приподнятое к настоящему времени до высот более 5.5 км над уровнем моря. Сложность,

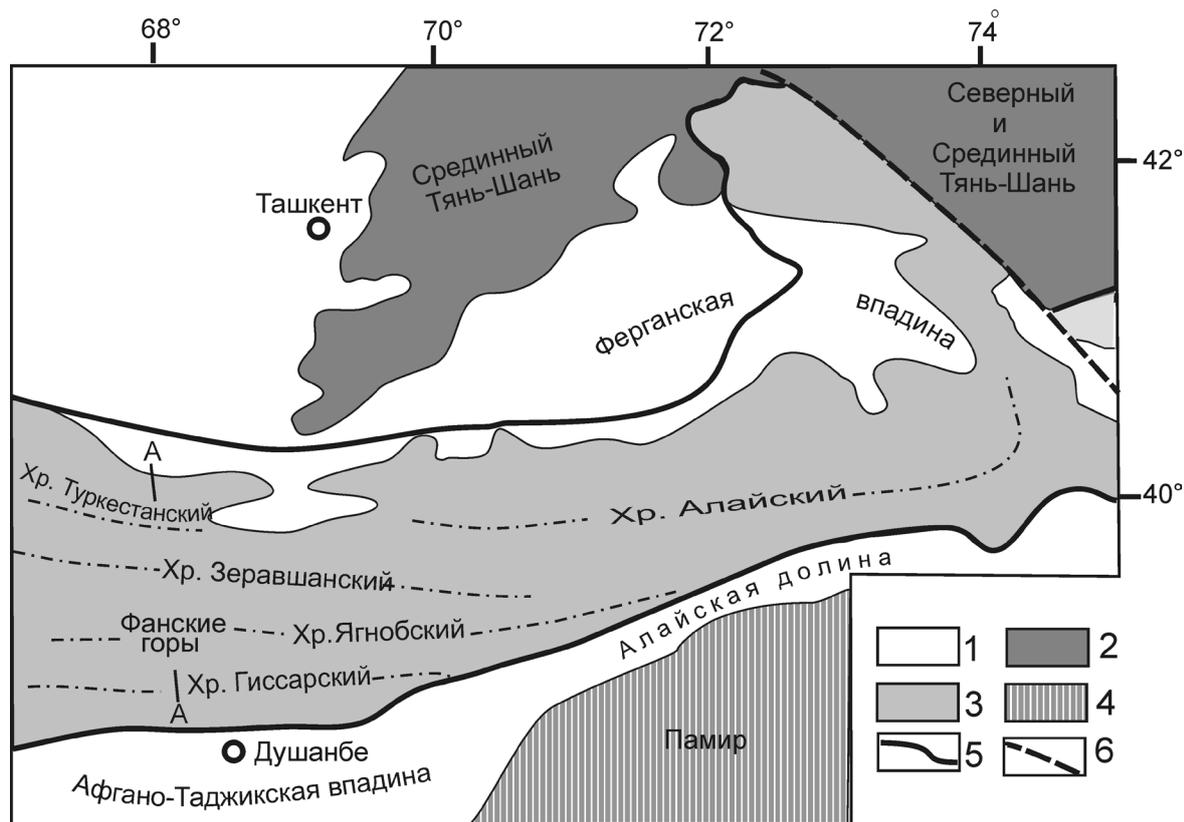


Рис. 1. Положение Гиссаро-Алая в структуре Памиро-Тяньшаньского сектора Центрально-Азиатского подвижного пояса.

1 – мезозойско-кайнозойский чехол обрамления складчато-покровного сооружения Тянь-Шаня, 2 – структуры Северного и Срединного Тянь-Шаня, 3 – Гиссаро-Алайская горная система (Южный Тянь-Шань), 4 – структуры Памира, 5 – границы Гиссаро-Алая, 6 – Талассо-Ферганский разлом. А – А – линия профиля на рис. 2.

неоднородность и многоэтапность формирования структуры вызвали к жизни различные представления о закономерностях геотектонического развития области и геодинамических режимах, действовавших в ее пределах. Рассматриваются блоковый (складчато-блоковый) механизм вертикальных движений [4, 54, 65 и др.] и механизм общего горизонтального сжатия и значительных горизонтальных перемещений блоков земной коры [13, 15, 43, 48 и др.]. Допускается совместное действие общего сжатия, мантийных процессов и трансформации напряжений сжатия в глыбово-складчатую структуру [23, 43, 63]. Выдвинута точка зрения о ведущей роли в альпийском тектогенезе мантийного и астеносферного диапиризма [1, 4, 9]. Существенное место отведено представлениям о структурной расслоенности литосферы региона [43]. Принципиальные разногласия существуют и по вопросу о преобладании (унаследованности, детерминированности) или независимости геодинамических режимов альпийского этапа от предыстории развития территории [54, 67]. Высказано мнение о сложной интерференции различных механизмов и режимов в про-

цессе формирования современной структуры орогена Южного Тянь-Шаня [31, 35].

ГИССАРО-АЛАЙСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ В ДОАЛЬПИЙСКОЕ ВРЕМЯ И СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫЙ ПЛАН

Доальпийская структура и история региона описаны в многочисленных статьях и монографиях (библиографию см. [31]). Согласно современным представлениям, палеозойская структура Южного Тянь-Шаня сформирована за счет поперечного сокращения пространства и горизонтального субмеридионального сжатия, осложненного существованием независимых геодинамических режимов: гравитационной и изгибной неустойчивости реологически стратифицированной литосферы. Эти механизмы создали специфические структурные ансамбли, которые существенно повлияли на морфоструктурное развитие региона в мезозое и кайнозое, к началу которого на месте Туркестанского палеоокеана была сформирована сложная и гетерогенная покровно-складчатая структура.

В настоящее время Гиссаро-Алай представляет собой сооружение с дивергентной структурой, внутри которого выделяются элементы с различным тектоническим стилем и разным формационным выполнением [31]. Установлены три главных типа структурно-формационных ансамблей (рис. 2). Первый тип (Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны) – это антивергентные структуры с антиклинорным стилем складчатости, выполаживанием осевых плоскостей складок от центра структуры к ее крыльям, с надвигами в краевых частях зоны, с развитым осевым кливажем. Структуры этого типа сложены мощными толщами кембро-силурийских терригенно-глинисто-карбонатных осадков, имеющих зачастую флишевый облик. Вулканизм, за исключением орогенного гранитоидного, и метаморфизм в них практически отсутствуют.

Для второго типа (Зеравшано-Гиссарская, Ягнобско-Сугутская, Канско-Майлисуйская зоны) характерно синформное строение, надвиги и тектонические покровы, лежащие складки, структуры течения, сланцеватость, зеленосланцевый метаморфизм. В строении синформных зон участвуют терригенные, кремнисто-терригенные, кремнисто-терригенно-карбонатные отложения ордовика-нижнего карбона. Кремнисто-терригенное осадконакопление зачастую подавлено накоплением вулканитов основного состава (толеитовых базальтов и др.). Широко представлены рифовые отложения. К синформным зонам приурочены выходы ультрабазитов и офиолитовых меланжей. Различаются две разновидности синформных зон: параавтохтонные (Зеравшано-Гиссарская, Ягнобско-Сугутская) и аллохтонные (Канско-Майлисуйская). Типы разрезов в них принципиально сходные, и, судя по всему, аллохтонные зоны являются тектоническими отторженцами зон параавтохтонного типа.

Третий тип – это узкие шовные зоны (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Нуратау-Курганакская, Кульгеджелинская и др.) с субвертикальным или крутым веерообразным залеганием слоев и структурных элементов. Для этих зон характерен концентрированный характер дислокаций и локальные проявления динамометаморфизма. Вулканизм, как правило, отсутствует. Выделено две разновидности шовных зон. Для первой характерны относительно глубоководные карбонатные и кремнистые отложения (девон–карбон), сменяющиеся вверх по разрезу верхнепалеозойским флишем с телами тектоно-гравитационных микститов. Второй разновидности свойственны терригенные и терригенно-карбонатные отложения (ордовик–девон), карбонатные рифовые отложения карбона и молассоидные глыбово-конгломератовые отложения верхнего палеозоя. Именно к шовным зонам (внутриплитным коллизионным швам [32]) приурочено большинство мезозойско-кайнозойских межгорных впа-

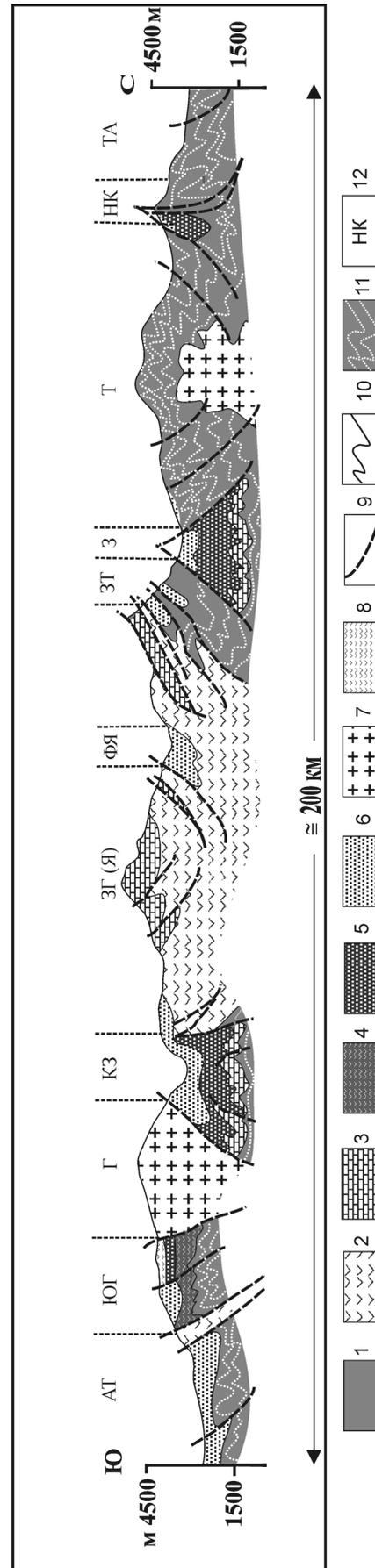


Рис. 2. Схематический геологический профиль через Южный Тянь-Шань вдоль меридиана 68° 30' (профиль А – А на рис. 1).

1 – нижний–средний палеозой, нерасчлененные; 2 – ордовик–нижний силур, частично метаморфизованные в фации зеленых сланцев (ягнобские сланцы); 3 – верхний силур–средний карбон (карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения); 4 – нижний–средний карбон вулканогенный; 5 – верхний палеозой (преимущественно флишевые и молассоидные отложения); 6 – мезозой–кайнозой (платформенные терригенно-карбонатные и молассовые грубообломочные отложения); 7 – гранитоиды Гиссарского баюлита и осевой зоны Туркестанского хребта; 8 – пермь (кислые вулканиты); 9 – разломы; 10 – границы комплексов; 11 – генерализованная складчатая структура; 12 – названия структурно-формационных зон: АТ – Афрано-Таджикская, ЮГ – Южно-Гиссарская (с Османалинской), Г – Центрально-Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская), ФЯ – Фан-Ягнобская, ЗТ – Зеравшано-Туркестанская, Т – Зеравшанская, НК – Нуратау-Курганакская, ТА – Туркестано-Алайская.

дин, выполненных платформенными отложениями юры–эоцена и альпийской орогенной молассой неоген-четвертичного возраста.

В поперечном сечении Гиссаро-Алайской горной области происходит чередование зон различного типа (см. рис. 2). Зоны первых двух типов (синклиновые и антиклинорные) контактируют друг с другом или по системе встречных надвигов, или разделены узкими шовными зонами третьего типа. Внутри зон и на их границах установлены покровно-надвиговые структуры, но масштабные шарьяжи не свойственны Гиссаро-Алайскому сегменту Тянь-Шаня. Исключение составляет лишь его северный борт, где в предгорьях Алайского хребта и гор Нуратау установлены тектонические покровы с амплитудами, однако, не более 10–20 км, а шарьяживание идет во встречном направлении.

ГИССАРО-АЛАЙСКАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА НА АЛЬПИЙСКОМ ЭТАПЕ

На территории Гиссаро-Алая плитные и орогенные отложения сохранились главным образом в пределах южного и северного склонов горного сооружения и в многочисленных межгорных впадинах, расположенных в виде отдельных линзовидных структур, чаще всего приуроченных к шовным зонам, описанным выше. Рассмотрим строение мезозойско-кайнозойских межгорных впадин на центрально-таджикском пересечении Гиссаро-Алая (рис. 1, 2). С юга на север выделяются следующие структурные элементы, к которым приурочены выходы мезозойско-кайнозойских отложений: Афгано-Таджикская впадина, зона Южного склона Гиссарского хребта, Каракуль-Зиддинская, Фан-Ягнобская, Зеравшанская, Нуратау-Курганацкая системы впадин, Ферганская впадина.

Строение разреза и особенности осадконакопления на плитном и орогенном этапах

Мезозойско-кайнозойские отложения в пределах различных впадин, несмотря на некоторые различия в мощностях, фациальном облике и последовательности напластования, достаточно однотипны (рис. 3).

Триасовые отложения установлены в краевой части Афгано-Таджикской впадины, где они представлены красноцветными конгломератами, а также в Зиддинской и Фан-Ягнобской впадинах, где они сложены продуктами коры выветривания палеозойского фундамента.

Юрские отложения присутствуют во многих впадинах, и они сложены сероцветными и черными песчаниками, глинами с линзами и пластами углей, конгломератами и гравелитами континентальных фаций (озерные, болотно-равнинные, ал-

лювиальные отложения). Мощность юрских отложений 100–300 м, в Раватской впадине – до 600 м.

Меловые отложения, в отличие от юрских, распространены широко, и их состав весьма разнообразен. Нижний мел представлен красноцветными континентальными и окраинноморскими отложениями, которые трансгрессивно перекрывают более древние осадки. Известны два типа отложений нижнего мела. Первый: галечники, песчаники и глины аллювиально-пролювиальных и аллювиально-дельтовых фаций. Второй: песчаники, сероцветные глины и алевролиты с прослоями и пачками обогащенного песчаным материалом доломитистых известняков и их детритовых разностей. Отложения характеризуют обстановки краевой части обширного эпиконтинентального бассейна. Во внутренних впадинах морские отложения могут отсутствовать, и нижний мел представлен континентальными красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощности варьируют от впадины к впадине (рис. 3) от 0 до 300–400 м.

Состав осадков поздне меловых бассейнов существенно иной. Исчезает грубый терригенный материал, сокращается количество красноцветных прослоев, возрастает роль карбонатных отложений. Отложения характеризуют обстановки мелководного эпиконтинентального морского бассейна, имеющего сложную конфигурацию, а также лагун, иногда отшнурованных от морского бассейна. Прослеживается серия трансгрессивных и регрессивных циклов. С течением времени трансгрессия моря захватывает практически всю территорию Гиссаро-Алая. Мощность отложений изменчива и может достигать 100–500 м.

Палеогеновые отложения перекрывают более древние с отчетливо выраженным размывом, а в некоторых впадинах они выпадают из разреза. Палеоген сложен морскими и прибрежно-лагунными отложениями: доломитами, известняками (в том числе, водорослевыми и оолитовыми), глинами, песчано-алевритовым материалом, горючими сланцами и прослоями фосфоритов, гипсами. Характер разреза отражает наличие осцилляций дна бассейна с чередующимися краткими эпохами трансгрессий и регрессий, происходящих на фоне мелководного эпиплатформенного бассейна. Мощность отложений палеогена меняется от впадины к впадине от 0 до 200–300 м.

Образования вышеприведенного разреза с угловым несогласием и размывом перекрыты континентальными отложениями олигоцена–неогена: красноцветными алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. Мощность их – от 500 до 800 м, в Магианской впадине – 1.5 км. Четвертичные образования также широко распространены в пределах многих впадин. Они представлены песками, суглинками, галечниками, и мощность их достигает 300–500 м. Кроме типичных отложений

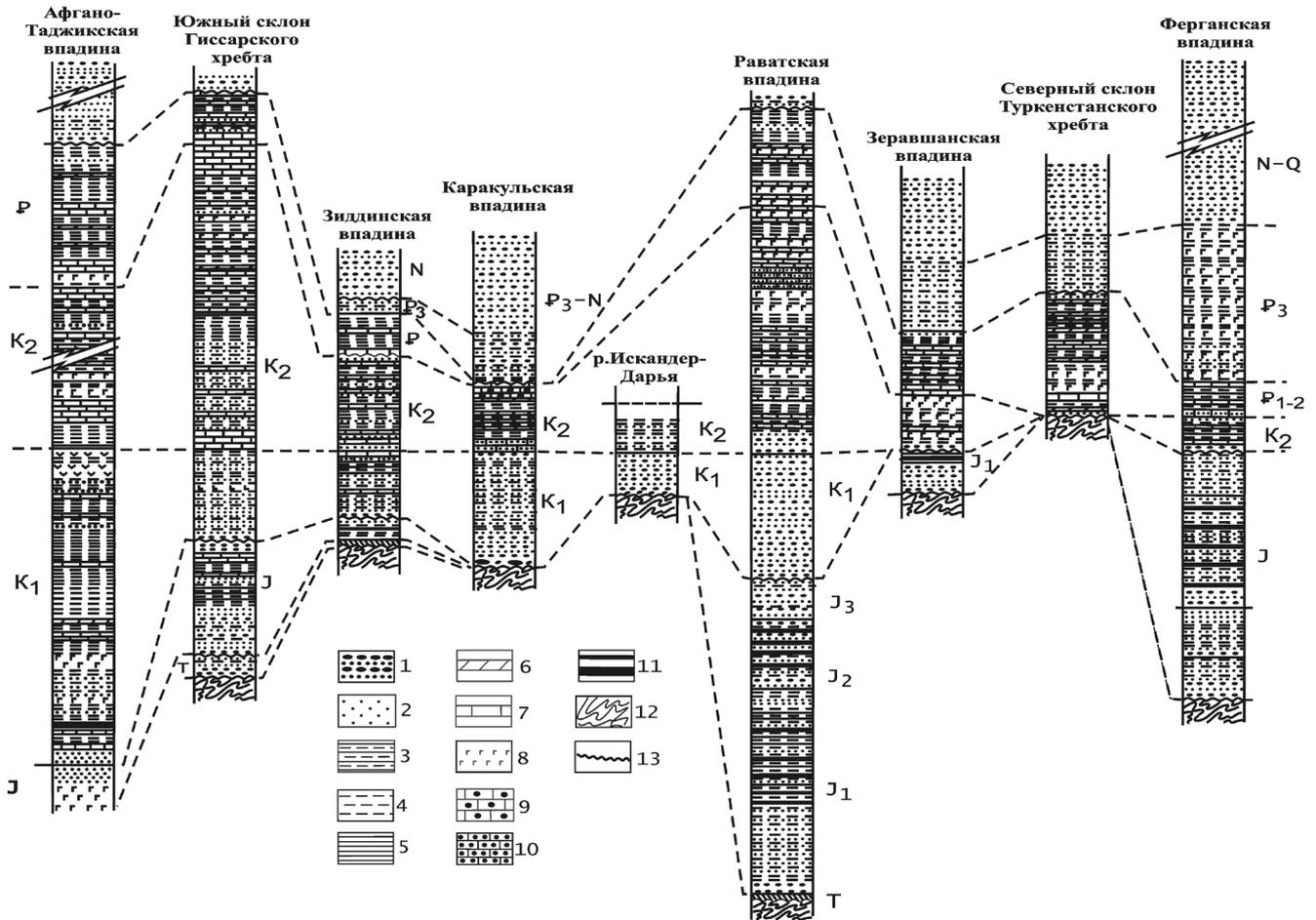


Рис. 3. Схема сопоставления стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских впадин Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня. Составлена с использованием данных: [2, 6, 8, 10–12, 16, 42, 51, 60, 61].

1 – гравелиты, конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, глины; 4 – алевролиты; 5 – глины; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – гипсы и соли; 9 – устричные известняки; 10 – песчаные известняки; 11 – угли; 12 – породы палеозойского складчато-метаморфического основания; 13 – поверхности стратиграфического и углового несогласия.

межгорных прогибов в четвертичное время формируются также шлейфы специфических карбонатных брекчий (тектонно-гравитационных микститов). Неоген-четвертичные отложения являются свидетельством интенсивных горообразовательных процессов в пределах Гиссаро-Алая.

Тектоническая структура мезозойско-кайнозойских впадин

Каракульская впадина. Впадина приурочена к Каракуль-Зиддинской тектонической зоне, которая протягивается узкой (0–5 км) полосой в общем тянь-шаньском направлении на расстояние более 300 км. Описание этой структуры, а также и Зиддинской впадины, о которой речь пойдет ниже, сделано на основании личных наблюдений с привлечением литературных данных [16, 46, 60].

Каракуль-Зиддинская зона расположена на стыке Зеравшано-Гиссарской (на севере) и Южно-Гиссарской в совокупности с Османталинской (на юге) структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня (рис. 1, 2, 4). С севера и с юга Каракуль-Зиддинская зона ограничена региональными разломами взбросо-надвигового типа. Надвиги то расходятся на некоторое расстояние, то сливаются, образуя систему фестончатых структур, выполненных отложениями мезозоя и кайнозоя. При сжатии надвигов образуются структуры, названные А.В. Лукьяновым “структурами тектонического сшивания”. Сжатие надвигов и возникновение структур “сшивания” фиксируется в зонах поперечных перемычек с высотами 3.5–4.0 км. При движении по простиранию надвиги постепенно расходятся, открывая для наблюдения внутренние части зоны. Фестончатые выходы отложений Mz–Kz отвечают

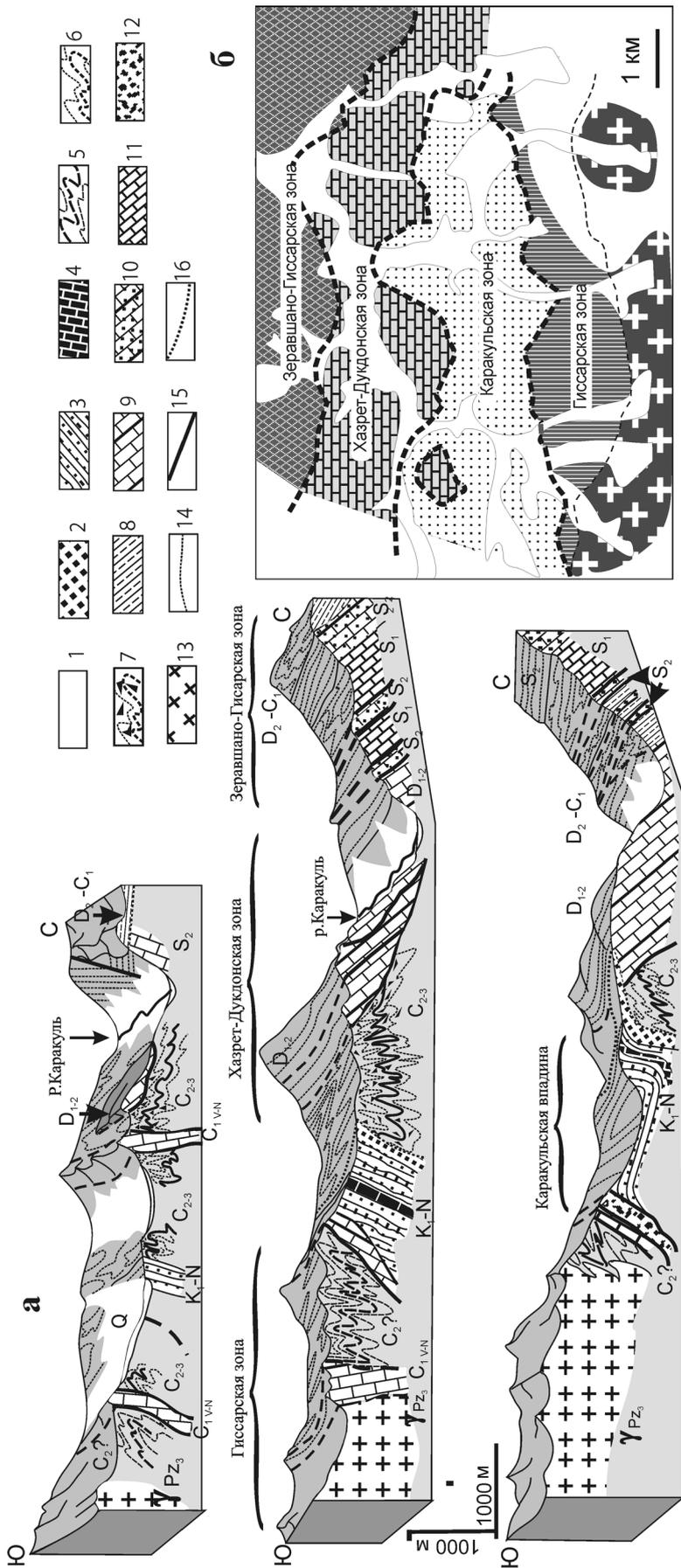


Рис. 4. Строение Каракульской впадины (а) и ее положение в структуре Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня (б).

1 – четвертичные отложения; 2–4 – отложения мела-неогена; 2 – конгломераты и грубые песчаники, 3 – глины, алевролиты, песчаники, гипсы, 4 – известняки; 5 – средний-верхний карбон (песчаники, глинистые сланцы); 6 – средний-верхний карбон (флиш, превращенный в “осадочный” меланж); 8 – нижний-средний девон (известняки); 9 – останец покрова ниже-среднедевонских известняков; 10 – средний-верхний карбон (флиш, превращенный в “осадочный” меланж); 8 – нижний-средний девон (известняки); 9 – останец покрова ниже-среднедевонских известняков; 10 – средний-верхний карбон (флиш, превращенный в “осадочный” меланж); 11 – нижний силур (известняки, доломиты, сланцы); 12 – тектоническая брекчия; 13 – граниты Гиссарского батолита; 14 – структурные линии; 15 – разрывы; 16 – трансгрессивный контакт. Жирный пунктир на врезке б – разломные границы зон.

резким понижением рельефа (депрессиям), которые разделяют горные хребты и к которым приурочены продольные речные долины, заполняемые аллювиально-пролювиальными отложениями.

В бассейне р. Каракуль с юга на север можно выделить четыре тектонических элемента с различной внутренней структурой и набором формаций, имеющие между собой тектонические взаимоотношения: собственно Каракуль-Зиддинская зона – область развития верхнепалеозойского флиша и трансгрессивно их перекрывающих отложений Mz–Kz; Хазрет-Дукдонская зона – область развития карбонатных отложений S₂–C; Зерашано-Гиссарская (Ягнобская) зона – область развития полифациальных отложений O–C и сформированных по ним метаморфических зеленых сланцев.

Структурный стиль района определяется серией тектонических надвигов и покровов, наклоненных во встречном направлении, сложноскладчатой структурой флишевых отложений центральной части зоны и наличием двух структурных этажей в пределах собственно Каракульской зоны – палеозойского и мезозойско-кайнозойского, разделенных разрывом и угловым несогласием. В современном рельефе Каракульской зоне отвечает относительная депрессия (Каракульская впадина), которая зажата между надвинутыми на нее с севера и с юга и резко возвышающимися в рельефе образованиями соседних структурно-формационных зон.

С юга Каракульская зона по надвику граничит с гранитоидами Гиссарского батолита и отложениями Pz₁₋₂ Гиссарской зоны. Эти образования в виде серии тектонических чешуй, разделенных разломами, надвинуты к северу на отложения Каракульской впадины. Зона надвига маркируется мощными (до 100 м) тектоническими брекчиями и милонитами. Поверхность сместителя волнистая, углы падения 20–80°. Висячем крыле к плоскости надвига подходят различные горизонты и породы Гиссарской зоны. В ряде мест палеозой Гиссарской зоны надвинут непосредственно на отложения мезозоя и кайнозоя Каракульской депрессии.

С севера образования Каракульской зоны по надвику перекрыты карбонатными толщами верхнего силура, девона и карбона Хазрет-Дукдонской зоны. Поверхность сместителя разрыва наклонена к северу под углами 20–40°, иногда несколько круче. Массив карбонатных пород разбит на отдельные чешуи и тектонические клинья, но смещения по разрывам незначительны. В пределах изученного участка известняки девона слагают также остаток тектонического покрова, залегающий на флише. Надвиг этот имеет дораннемеловой возраст, так как отложения нижнего мела запечатывают его. Породы Хазрет-Дукдонской зоны (а восточнее – и Каракульской) в свою очередь с севера тектонически перекрыты полифациальными образованиями Зерашано-Гиссарской зоны (Ягнобской – в более

восточных районах). Породы этих зон формирующие серию тектонических клиньев и чешуй различной мощности и протяженности, испытали дислокационный преимущественно зеленосланцевый метаморфизм. Пластичные разности смяты в складки с осевыми плоскостями, наклоненными в северном направлении.

Центральную часть района образует собственно Каракульская зона. Ее осевую полосу слагают отложения верхнепалеозойского флиша с прослоями и линзами конгломератов, брекчий и тектоногравитационных микститов. Во флишевой толще заключены протяженные и мощные пластины известняков предположительно каменноугольного возраста (олистоплаки, конседиментационные покровы). Флишевые толщи смяты в мелкие складки, образующие веерообразную (раскрывающуюся книзу) структуру. Породы флиша раздроблены, развальцованы, пласты песчаников разорваны и будинированы. Флиш в этих зонах превращен в тектоническую смесь – тектономикстит. В целом, породы флиша образуют псевдоантиклиналь с падением слоев на крыльях в противоположных направлениях. Однако, на основании следов обратной градиционной слоистости (признак в данном случае не однозначный из-за наличия мелкой складчатости) и по аналогии с Зиддинской впадиной (см. ниже), можно предположить, что здесь мы имеем дело с веерообразной синклиналью с запрокинутыми на встречу друг другу крыльями.

Сложнодислоцированные и меланжированные флишевые отложения с разрывом, угловым (до 90°) и стратиграфическим несогласием перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями. На востоке впадины отмечены фрагменты юрских пород, которые со стратиграфическим несогласием перекрыты красноцветными отложениями K₁ и терригенно-глинисто-карбонатными отложениями K₂. Мощность меловых отложений не более 150–200 м. На меловых породах со стратиграфическим перерывом налегают отложения олигоцена-неогена: красноцветные песчаники и конгломераты мощностью около 600 м. Четвертичные отложения представлены гляциальными, склоновыми, аллювиальными отложениями среднего плейстоцена-голоцена.

Отложения Mz и Kz слагают асимметричную синклиналь с круто залегающим и срезанным разломом южным крылом. Синклиналь осложнена флексуобразными перегибами второго порядка. Такие перегибы наблюдаются вдоль южного ограничения, где внутри пород неогена развиты и небольшие срывы надвигового типа. Крутая флексура отмечена также на северном крыле синклинали, где толщи мезозойско-кайнозойских пород меняют залегание от почти вертикального до пологого с углами падения не более 10°. Внутрислоевые тектонические деформации мезозойских и кайнозойских

толщ отсутствуют, но наблюдается изменение мощностей отдельных горизонтов по латерали, причем на небольшом расстоянии. Особенно четко это явление проявлено в карбонатах и гипсовых толщах, что может служить указанием на их тектоническое перетекание, как это установлено для близких по возрасту и составу пород в других впадинах [11].

Обращает на себя внимание положение плоскости домезозойского несогласия, которая соответствует поверхности палеозойского фундамента и, в то же время, поверхности домезозойского (в данном случае, домелового) пенеплена. Эта плоскость испытала интенсивные пликативные деформации, о чем свидетельствует ее наклон, достигающий местами $70-80^\circ$, и резкие флексуобразные перегибы, причем без разрыва сплошности самой поверхности. При этом наиболее интенсивная деформация флишевых толщ, расположенных ниже поверхности несогласия, и их меланжирование приурочены пространственно к области наибольшей деформации поверхности палеозойского фундамента.

Таким образом, верхний и нижний структурный этажи различаются интенсивностью и стилем деформаций. Породы нижнего яруса интенсивно дислоцированы, смяты в складки, меланжированы. Породы верхнего яруса образуют синклиналию складку с плоским днищем. Однако крылья осложнены крутыми флексуобразными перегибами и имеют углы наклона до 80° . Структура отложений Mz–Kz конформна разделяющей структурные этажи плоскости домезозойского пенеплена, которая испытала интенсивную пликативную деформацию без разрыва сплошности. Изгибание без разрыва сплошности стало возможным, благодаря тому, что породы флиша в зонах наибольшего изгиба подверглись меланжированию, потеряли внутреннюю связность и, вследствие этого, приобрели возможность объемного хрупко-пластического течения [31, 35].

Зиддинская впадина. Эта структура, так же как и Каракульская, расположена в пределах Каракуль-Зиддинской тектонической зоны (рис. 1, 2, 5, 6) [30]. Зиддинская впадина расположена между водоразделом Гиссарского хребта на севере и хребтами Османтала и Санги-Навишта на юге. В строении разреза Mz–Kz участвуют эпиплатформенные и орогенные отложения от триаса до четвертичных включительно, которые залегают с размывом и угловым несогласием на породах палеозойского фундамента. Разрез впадины выглядит следующим образом [60]. Триас (10–20 м) представлен продуктами коры выветривания по палеозойскому субстрату. Юрские отложения (до 100 м) сложены песчаниками, глинами с линзами и пластами каменных углей, гравелитами и конгломератами. Нижний мел (250 м) – в основном, континентальные красноцветные песчаники и конгломераты. Верхний мел (300 м) – мелководные морские известняки, гли-

ны и песчаники. Палеогеновые отложения (200 м) имеют мелководно-морской генезис и представлены алевролитами, глинами, известняками и доломитами. В олигоцене начинают преобладать красноцветные песчаники, алевролиты и глины. Неоген (350 м) сложен в нижних горизонтах разреза песчаниками с прослоями алевролитов и песчанистых глин, а в верхних – розовато-бурыми песчаниками, гравелитами и конгломератами собственно орогенного комплекса.

Общие закономерности тектонического строения Зиддинской структуры видны из рис. 5 и 6 и сходны с таковыми Каракульской впадины. Структура Зиддинской впадины в генеральном плане представляет собой мегасинклиналию, выполненную сложно построенными отложениями палеозойского складчатого основания и перекрывающими их отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. Синклиналию имеет асимметричное строение и выражена по-разному в отложениях основания и в отложениях чехла. Так же различен и стиль внутренних дислокаций в породах чехла и фундамента.

Палеозойские отложения слагают сложно построенную асимметричную синклиналию с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. С юга на палеозойские толщи по Главному Гиссарскому разлому тектонически надвинуты граниты Центрально-Гиссарского батолита и палеозойские породы Османталинской зоны. С севера отложения Зиддинской котловины ограничены Анзобским взбросом, по которому с образованиями Зиддинской котловины приведены в соприкосновение породы Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) зоны. Из южного запрокинутого крыла мегасинклинали, сложенного флишем майхуринской свиты (C₂₋₃), развивается надвиг, по которому породы палеозоя перекрывают отложения чехла. По падению и по простиранию надвиг затухает в отложениях майхуринской свиты, но к западу и востоку он вновь проявлен в бортах межгорных впадин, трансформирующих Каракуль-Зиддинскую зону.

Мегасинклиналию осложнена двумя асимметричными синклиналиями складками второго порядка, которые сопряжены одна с другой через сильно сжатую гребневидную антиклиналию. Оси складок ориентированы в направлении ЗСЗ–ВЮВ, косо по отношению к генеральному простиранию всей структуры, указывая на наличие сдвиговой составляющей; падение осевых плоскостей ЮЮЗ $60-70^\circ$. Крупные складки осложнены более мелкими, приуроченными к замкам крупных структур, либо осложняющими напластование тонкослоистых песчано-глинистых и карбонатных пород. Возникает внутрислоевая дисгармоничная складчатость. Ядра синклиналий складок сформированы пластообразными телами конседиментационных тектонических покровов, сложенных известняками нижнего–среднего девона.

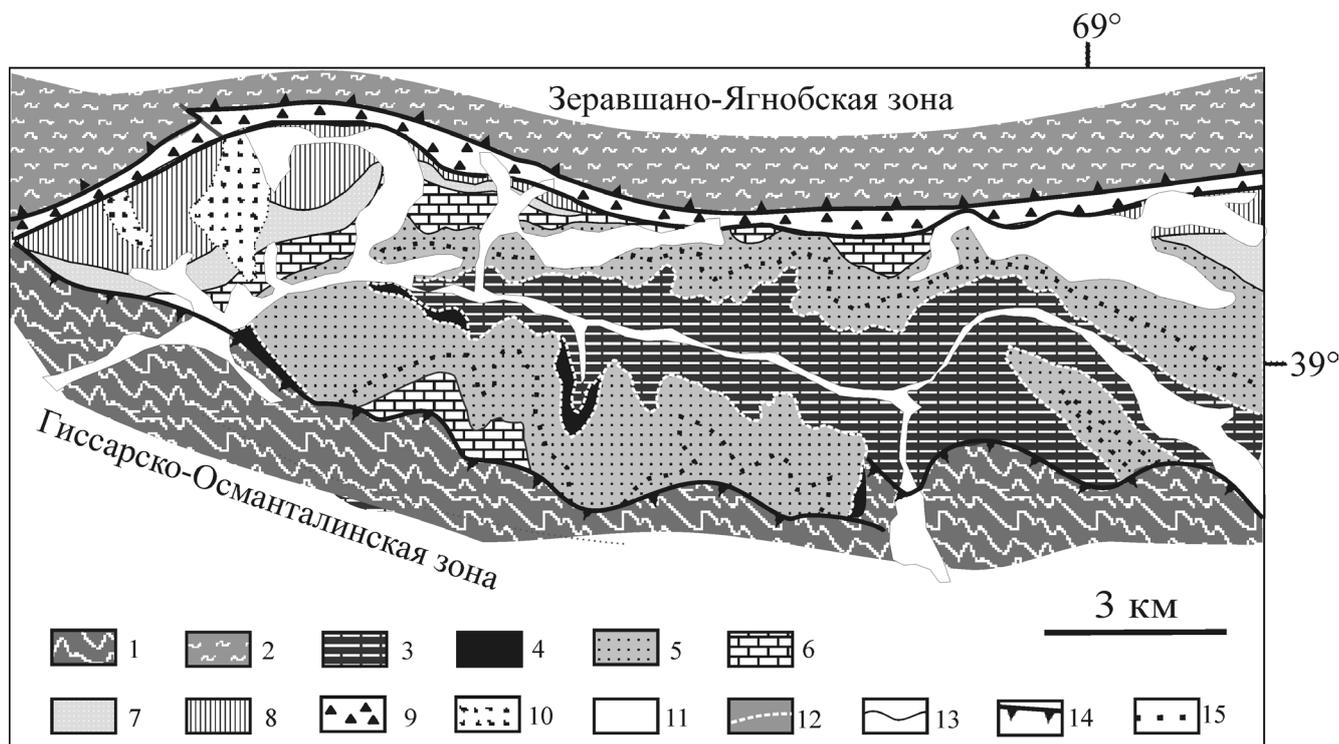


Рис. 5. Схематическая геологическая карта района Зиддинской впадины.

1 – Гиссарская (Османталинская) зона; 2 – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская) зона; 3 – складчато-метаморфическое палеозойское основание Каракуль-Зиддинской структуры; 4–8 – мезозойско-кайнозойские отложения Зиддинской впадины: 4 – юра, 5 – нижний мел, 6 – верхний мел, 7 – палеоцен–эоцен, 8 – олигоцен–миоцен; 9 – тектонические брекчии; 10 – шлейфы современных тектоно-гравитационных микститов карбонатного состава; 11 – четвертичные отложения; 12–15 – границы: 12 – стратиграфические трансгрессивные и маркирующие угловое несогласие, 13 – стратиграфические нормальные, 14 – структурно-формационных зон, надвиговые; 15 – внутриформационные маркирующие.

Отложения *Mz–Kz*, залегая трансгрессивно и несогласно на палеозойском складчатом основании, также образуют синклиналь, но более простую, с почти горизонтальным днищем, образующим в центре впадины пологий антиклинальный перегиб. В прибортовых частях синклиналь осложнена напряженными крупноамплитудными складками. На центральном пересечении чехольные отложения на севере впадины полого наклонены под Анзобский взброс, а на юге, имея незначительный наклон к северу, срезаны Гиссарским разломом. При движении к западу эти два надвига сходятся и образуют структуру тектонического сшивания, а отложения чехла образуют так же, как и в Каракульской впадине, веерообразную синклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Однако Гиссарский разлом в восточном направлении уходит с границы фундамент/чехол в поле флишевых пород палеозойского основания и затухает. Но восточнее он снова проявляется на границе этих двух комплексов. В соответствии с деформацией чехольных комплексов деформирована и поверхность домезозойского пенеплена. Причем днище впадины в ее центре деформировано слабее, чем в краевых частях.

Мезозойско–кайнозойская и новейшая впадина, как и Каракульская, пространственно совпадает с областью распространения верхнепалеозойского флиша, что может служить свидетельством ее унаследованности от палеозойского этапа развития.

Зеравшанская впадина расположена в пределах одноименной тектонической зоны (рис. 1, 2, 7), на стыке двух крупных структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня: Зеравшано-Гиссарской (на юге) и Зеравшано-Туркестанской (на севере) [10, 24, 27, 46]. При ширине, не превышающей нескольких километров, зона вытянута более чем на 300 км в широтном направлении. В современном рельефе ей отвечает долина р.Зеравшан, которая прорезает палеозойские породы Зеравшанской зоны и цепочку приуроченных к ней небольших впадин, выполненных отложениями мезозоя и кайнозоя.

Зеравшано-Туркестанская зона в данном районе представлена монотонной толщей терригенного флиша (до 4000 м) лландовери-венлокского возраста. Тектонический стиль зоны определяется серией разномасштабных асимметричных складок и надвигов, запрокинутых на южном склоне Туркестанского хребта к югу, а на северном склоне – к северу

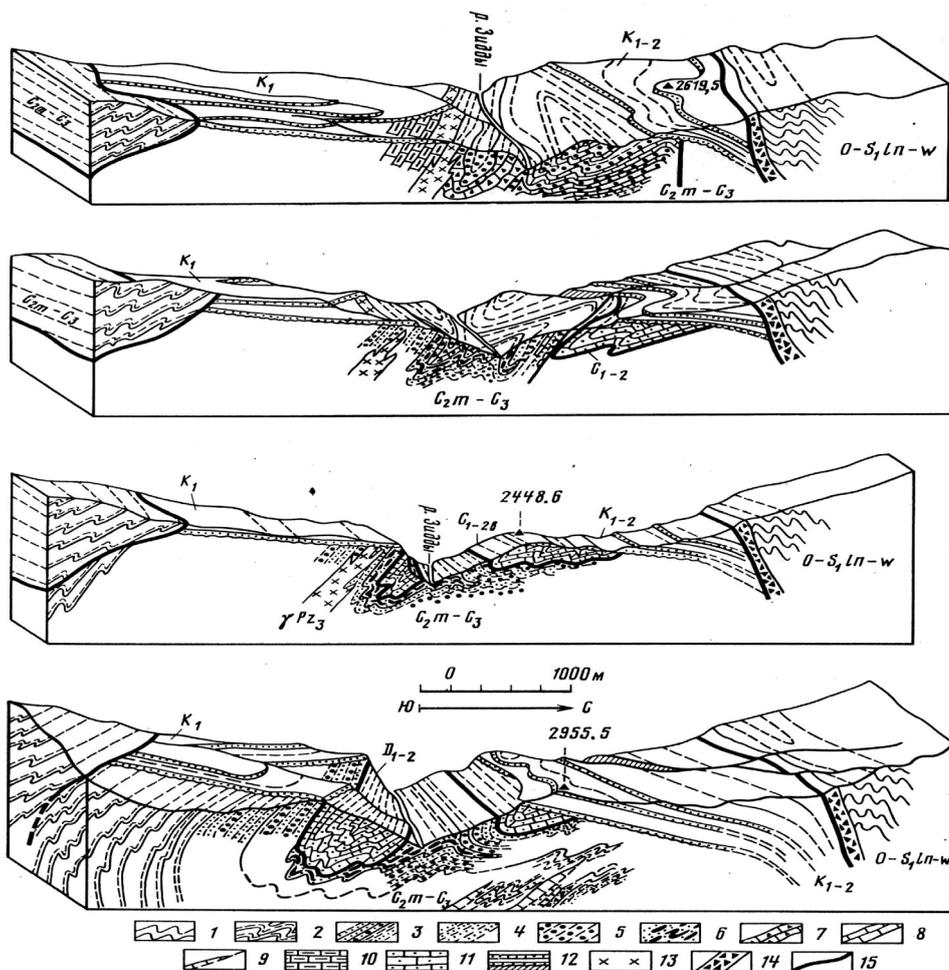


Рис. 6. Тектоническая структура Зиддинской впадины (центральная и восточная части).

1 – доломиты, известняки, зеленые сланцы Ягнобской тектонической зоны (ордовик–силур); 2 – глинистые сланцы и песчанки (флиш) майхуринской свиты (средний–верхний карбон); 3–10 – отложения зиддинской свиты (московский ярус среднего карбона–верхний карбон, возможно, нижняя пермь) (по схеме [30]); 3 – глинистые сланцы, песчанки, прослой оползневых брекчий; 4 – глинистые сланцы, алевролиты, песчанки; 5 – песчанки, конгломераты; 6 – песчано-глинистые толщи хаотического строения (гравитационные микститы); 7 – карбонатные брекчии; 8 – прослой пелитоморфных, шламовых и водорослевых известняков; 9 – пластины известняков в толще песчанков и глинистых сланцев; 10 – мраморы; 11 – известняки девона и нижнего–среднего карбона (конседиментационные тектонические покровы); 12 – трансгрессивное налегание мезозойских отложений, маркирующие горизонты; 13 – гранодиориты, диориты; 14 – зона тектонического дробления; 15 – надвиги и прочие разломы.

[55]. Морфология структур и их ориентировка указывают на дивергентное “разваливание” и надвигание горных масс.

Зеравшано-Гиссарская зона имеет сложное и неоднородное строение. Ее структура представлена серией тектонических чешуй, разделенных крутыми надвигами, которые с глубиной несколько выполаживаются. Направление движения масс в районе, как явствует из ориентировки структурных элементов (вергентности надвигов и осевых поверхностей складок, ориентировки линейности и кинкзон и пр.) – с юга на север, т.е. обратное наблюдаемому в Зеравшано-Туркестанской зоне.

Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская зоны контактируют с расположенной между ними Зеравшанской зоной по крупным, протяженным разрывам надвигового типа. Надвиги наклонены во встречном направлении; крутые в верхней своей части они выполаживаются книзу. В месте схождения северного и южного надвигов образуется субвертикальный сутурный шов (зона тектонического сшивания), по которому приходят в соприкосновение отложения указанных зон. Таким образом, Зеравшанская зона представляет собой зажатый между двумя разрывами расширяющийся книзу клин.

В пределах Зеравшанской зоны выделяются два структурных этажа, разделенных поверхностью

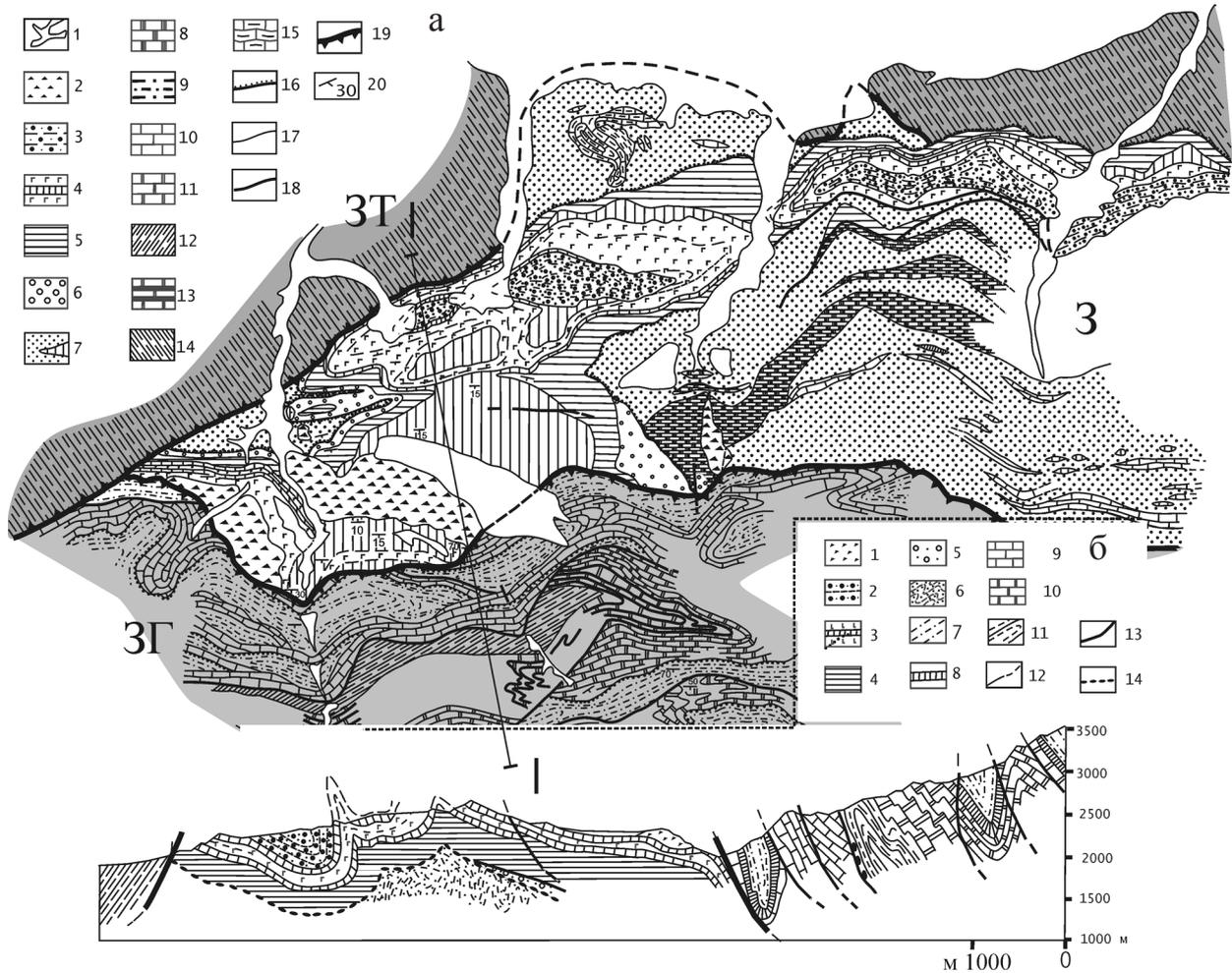


Рис. 7. Геологическая карта (а) и профиль (бассейны ручьев Риват, Вашан, Мадм) (б) Зеравшанской впадины.

а: 1 – четвертичные отложения; 2 – четвертичные тектоно-гравитационные микститы; 3 – олигоцен–неоген: конгломераты, песчаники, глины; 4 – верхний мел–палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы (вертикальная штриховка – маркирующие горизонты известняков и карбонатных песчаников); 5 – верхний мел: конгломераты, песчаники, глины; 6 – лейас: конгломераты, песчаники; 7 – верхнепалеозойский флиш с глыбами и олистоплаками известняков C_{1-2} ; 8 – средний (нижний ?) карбон: известняки, кремни; 9 – метаморфизованные; 10 – верхний лудлов: известняки; 11 – нижний лудлов: известняки, доломиты; 12–13 – лландовери–венлок: 12 – преимущественно известняки, 13 – преимущественно терригенные породы, зеленые сланцы; 14 – нижний силур: песчано-сланцевые толщи Зеравшано-Туркестанской зоны; 15 – олистолит, сложенный породами кштут-урметанского типа разрезов; 16 – граница трансгрессивного залегания мезозоя–кайнозоя на палеозойском фундаменте (поверхность домезозойского пенеппена); 17 – стратиграфические границы; 18 – разломы; 19 – границы структурно-формационных зон; 20 – элементы залегания.

б: 1 – современные тектоно-гравитационные микститы; 2 – олигоцен–неоген (красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты); 3 – верхний мел–палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы, известняки; 4 – верхний мел (песчаники, глины); 5 – юра (конгломераты, песчаники); 6 – верхнепалеозойский флиш; 7 – средний девон–нижний карбон (песчаники, сланцы); 8 – средний девон–нижний карбон (кремни, известняки); 9 – верхний лудлов (известняки); 10 – нижний лудлов (известняки, доломиты); 11 – нижний силур (терригенные породы, зеленые сланцы); 12 – разломы; 13 – границы структурно-формационных зон; 14 – поверхность домезозойского пенеппена.

размыва и углового (до 90°) несогласия. Нижний этаж отвечает палеозойскому складчатому основанию, верхний – платформенному и молассовому комплексам мезозойско–кайнозойского чехла. Нижний этаж сложен отложениями вашанской (C_{1-2}) и дарахтисурхской (C_{2-3}) свит [64]. По данным [57], возраст свит – намюрский и раннемосковский, соответственно, но для рассматриваемого вопроса

это не существенно. Вашанская свита представлена толщей (до 500 м) тонкослоистых пелитоморфных известняков, полимиктовых песчаников и кремней. Дарахтисурхская – сложена терригенным флишем (более 500 м) с прослоями конгломератов и гравелитов, а также с горизонтами глыбовых брекчий и включениями изолированных глыб и пластин (олистоплак) известняков более древнего, чем вмещаю-

щая их масса, возраста [55], в том числе и отторженцами вашанской свиты, т.е. с горизонтами олистостромов [64] или тектоногравитационных микститов [26]. Блок, сложенный породами конденсированного кштут-урметанского типа разреза [57, 62], считавшийся ранее коренным выходом, также является крупной пластиной (или конседиментационным покровом), залегающей в толще флишевых отложений. Таким образом, мы имеем дело с отторженцем неизвестной в коренном залегании зоны, скрытой от наблюдения в пределах сутурного шва.

Палеозойские толщи нижнего этажа смяты в крутые, сжатые до изоклинальных складки с субвертикальными осевыми плоскостями и острыми замками. Пласты стоят на головах или имеют южные (на южном борту) или северные (на северном борту) падения, образуя веерообразную структуру, слегка раскрывающуюся книзу. На отдельных участках тектоническая переработка столь интенсивна, что породы теряют слоистость и стратификацию. Слои песчаников будинированы, разорваны, развальцованы; глинистые разности образуют бесструктурную массу. Возникает хаотическая структура со сложными разорванными петельчатыми складками, морфология которых свидетельствует о тектоническом перетекании материала и нагнетании пород в ядра антиклинальных перегибов, образуемых плоскостью несогласия (поверхностью фундамента, плоскостью домезозойского пенеплена).

Верхний структурный этаж, отвечающий чехольным комплексам, представлен отложениями лейаса, верхнего мела, палеогена и миоцена [10, 11]. Пласты так же, как и плоскость несогласия, образуют сопряженные между собой крупные синклинальную и антиклинальную складки, слегка запрокинутые к северу. Мощные компетентные конгломератовые отложения лейаса и миоцена имеют более простые структурные формы. В ядре же антиклинальной складки, выполненном пластичными глинами, известняками и гипсами мела–палеогена, наблюдается серия килевидных складок второго порядка, а также изменение мощности гипсовых горизонтов, связанное с субслоистым тектоническим перетеканием пластичных пород.

Отложения мезозоя и кайнозоя с юга повсеместно ограничены надвигом, но если в западной части района на молодые толщи надвинуты палеозойские отложения Зеравшано-Гиссарской зоны, то восточнее надвиг сформирован из крыла запрокинутой к северу складки, образованной породами верхнепалеозойского флиша самой Зеравшанской зоны. Картина здесь практически аналогична той, которая наблюдается в Зиддинской впадине. С севера Зеравшанская зона также ограничена надвигом, но надвиг этот, в отличие от южного, проявлен не повсеместно – восточнее, в районе сел. Айни, разрыв уходит под трансгрессивно залегающие отложения верхнего мела.

Морфология структур Зеравшанской зоны и ее взаимоотношение с обрамляющими с юга и с севера морфотектоническими элементами показывает, что структура зоны на альпийском этапе (N–Q) сформирована в условиях бокового сдавливания между встречными надвигами и субпластического перераспределения горных масс. Сдавливание приводит не только к латеральному перетеканию горных масс, но и к вертикальному их перераспределению: вдавливанию вниз с образованием молассовых впадин и выдавливанию вверх с возникновением псевдодиapiroв, или, скорее, протрузий. Южный надвиг более активен, чем северный. Северный – на многих участках не обновлен в новейшее время, в то время как вдоль фронта южного разрыва образуются практически современные тектоногравитационные микститы, которые слагают обширные и мощные (до 100 м) поля.

Таким образом, поперечное сокращение пространства в пределах Зеравшанской зоны, помимо формирования складок и надвигов, компенсировано за счет выжимания по системе пологих надвигов отложений Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской зон и погружения (вероятно, с латеральным растеканием) образований собственно Зеравшанской зоны. На высоких гипсометрических уровнях надвиги становятся более крутыми и, сходясь, образуют субвертикальный сутурный шов. Вниз, расширяясь в виде веера, отложения Зеравшанской зоны уходят под аллохтонные массы соседних структурно-формационных зон.

Альпийские движения привели и к деформации поверхности фундамента, изгибы которой конформны складкам в породах чехла. При этом в сложноскладчатых породах фундамента происходит их вторичная переработка, сопровождаемая потерей ими внутренней связности, и они превращаются в сложно построенную тектоническую смесь – тектономикстит или осадочный меланж. Потеря связности обеспечивает в свою очередь 3D подвижность горных масс фундамента и изгибание его поверхности без разрыва сплошности. Меланжирование при этом происходит в областях наиболее интенсивного изменения формы поверхности фундамента, и хаотически построенные объемы выполняют ядра антиклинальных структур, диапироподобные образования и протрузивные тела. Подобные соотношения характерны и для других зон Южного Тянь-Шаня (см. ниже).

В пределах Зеравшанской впадины вдоль надвига, ограничивающего зону с юга, формируются накопления карбонатных тектоно-гравитационных микститов. Они представляют собой плащеобразное тело хаотически построенных брекчий (мощностью до 100 м), площадь которых составляет около 10 км². Окатанность обломков в брекчиях или очень слабая, или отсутствует. Слоистость также отсутствует. И обломки, и цемент представлены

исключительно материалом известняков и доломитов силурийского разреза, слагающих висячее крыло надвига. Формирование таких брекчий, наряду с рядом других признаков, свидетельствует о современной активности покровно-надвиговых структур, расположенных по бортам межгорных впадин.

Выше были показаны основные закономерности строения и истории осадконакопления мезозойско-кайнозойских межгорных впадин Зеравшано-Гиссарской горной области. Приведу описание еще некоторых характерных черт, показательных в аспекте рассматриваемой проблемы.

Многие межгорные альпийские впадины территориально совпадают с расположением верхнепалеозойских флишевых прогибов, вернее зон современного положения флишевых отложений. Такая картина наблюдается в пределах Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской, Нуратау-Курганакской зон, и подобная закономерность может быть рассмотрена как свидетельство унаследованного от палеозойского этапа развития впадин. В определенной мере это соответствует действительности, хотя молодые впадины формируются и вне зон распространения флиша.

Так, система Фан-Ягнобских впадин заложилась и развивалась в поле выходов метаморфических сланцев ордовика-силура. Она во многом схожа с ранее описанными, но все же дает некоторую дополнительную информацию. В этом районе мезозой и кайнозой образуют разрез, имеющий сходство с разрезами других впадин (рис. 3), но только гораздо большей мощности. Здесь отчетливо про-

явлена деформация домезозойского пенеппена, поверхность которого образует крупные пликвативные формы (рис. 8). Днище впадин (поверхность домезозойского пенеппена) формирует синклиналильные складки со слабоволнистым пологим выгибом по середине и запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Крылья срезаны надвигами, по которым отложения Mz-Kz тектонически перекрыты метаморфическими сланцами палеозоя. Надвиги имеют наклон во встречных направлениях и углы падения сместителей порядка 30–60°. Амплитуда перекрытия не превышает 1–2 км. Вне области распространения чехольных комплексов по простиранию надвиги не прослеживаются и, по-видимому, затухают. В частности, на северном борту впадины молодые отложения залегают прямо на палеозое.

Морфология общей структуры района Фанских гор и особенности деформации в зонах, прилегающих к надвигам (как в пределах распространения палеозойских пород, так и отложений мезозоя-кайнозоя), указывают, что образование запрокинутых асимметричных (и симметричных) синклиналей связано с дифференциальными движениями по регенерированным в новейшее время древним зонам пластического течения [35]. В результате пластического перераспределения палеозойских масс происходит одностороннее или двустороннее задавливание впадин и формирование на их границах покровно-надвиговых структур небольшой амплитуды. Течение вещества осуществляется в продольном и поперечном направлениях от центра массива Фанских гор к его периферии. Ориентировка обще-

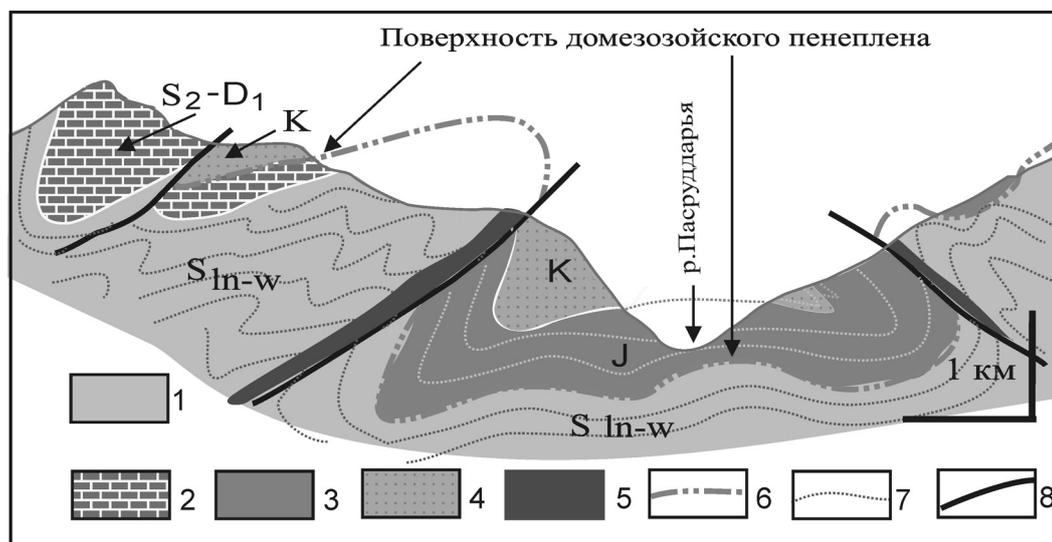


Рис. 8. Профиль через Фан-Ягнобскую впадину (бассейне р. Пасруд-Дарья).

1 – метаморфические зеленые сланцы (ордовик–нижний силур); 2 – известняки и мраморы (верхний силур–нижний девон); 3 – песчаники, конгломераты, глины, угли (юра); 4 – красноцветные конгломераты, песчаники, алевриты, глины (нижний мел); 5 – зоны милонитов по зеленым сланцам; 6 – поверхность домезозойского пенеппена, запечатанная отложениями мезозоя; 7 – структурные линии; 8 – разрывы.

го движения масс, фиксируемая по структуре палеозойских толщ и по деформации отложений плитного чехла, показывает, что латеральное перераспределение вещества связано как с поперечным сокращением пространства (очень незначительным), так и с действием вертикально направленных сил, обусловленным весом растущего горного сооружения и гравитационной неустойчивостью горных масс в условиях дифференциации рельефа. Интенсивная пликативная деформация плоскости домезозойского пенеблена практически без разрыва ее сплошности осуществляется за счет объемной подвижности пород складчато-метаморфического основания, обеспечиваемой дифференциальным хрупко-пластическим течением палеозойских масс [28, 29, 35].

Еще одна система молодых межгорных впадин приурочена к Нуратау-Курганакской шовной зоне, которая разделяет Зеравшано-Туркестанскую и Туркестано-Алайскую структурно-формационные зоны и, при ширине от 0 до 15 км, прослеживается более чем на 700 км от гор Нуратау на западе до Восточного Алая на востоке. (рис. 1, 2, 9) [18, 19, 25, 35, 36, 46].

Она представляет собой зону концентрированных деформаций, сложенную породами палеозоя и ограниченную с севера и с юга крупными разрывами с надвиговой и сдвиговой кинематикой. Вдоль зоны в виде отдельных четок протягиваются выходы мезозойско-кайнозойских отложений, слагающих относительно пониженные участки рельефа (структурные депрессии). Форма впадин и характер осадочного разреза в них сходны с таковыми других впадин [12]. Здесь также фиксируется пликативная деформация поверхности домезозойского пенеблена, четкообразная в плане и асимметричная в поперечном разрезе форма депрессий, наличие “осадочных меланжей”, сформированных из пород палеозоя и образующих псевдоантиклинали

или протрузии, прорывающие породы чехольного комплекса (рис. 10). В Нуратау-Курганакской зоне, как ни в какой другой, проявлены сдвиговые движения и латеральное пластическое течение, выраженное и в палеозойских и в мезозойско-кайнозойских породах [19, 36].

ОСОБЕННОСТИ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Детальный анализ материала был приведен ранее [31, 33–35 и др.], и здесь мы рассмотрим лишь те закономерности, которые существенны для понимания механизма формирования альпийской морфоструктуры региона.

В регионе обособляются два структурных этапа: *нижний – палеозойский и верхний – мезозойско-кайнозойский*, которые разделены поверхностью углового (до 90°) и стратиграфического несогласия. Консолидация палеозойских пород связана с герцинским тектогенезом. В *поздней перми–раннем, среднем триасе* на территории Южного Тянь-Шаня существовали платформенные условия, был выработан пенеблен и формировалась площадная кора выветривания (рис. 11). Платформа имела высокое стояние, и именно в это время образовались трубки взрыва, которые вынесли на поверхность породы, свидетельствующие о значительной гетерогенности недр региона [14].

В позднем триасе, ранней и средней юре платформенный режим продолжает существовать, но отмечается тектоническая активизация, незначительная дифференциация рельефа, заложение системы прогибов и невысоких поднятий, отражающих пликативные изгибы домезозойского пенеблена. Прогибы заполнялись аллювиальными и болотно-озерными отложениями. В некоторых бассейнах отмечается локальное смятие отложений. Активизация частично являлась отражением собы-

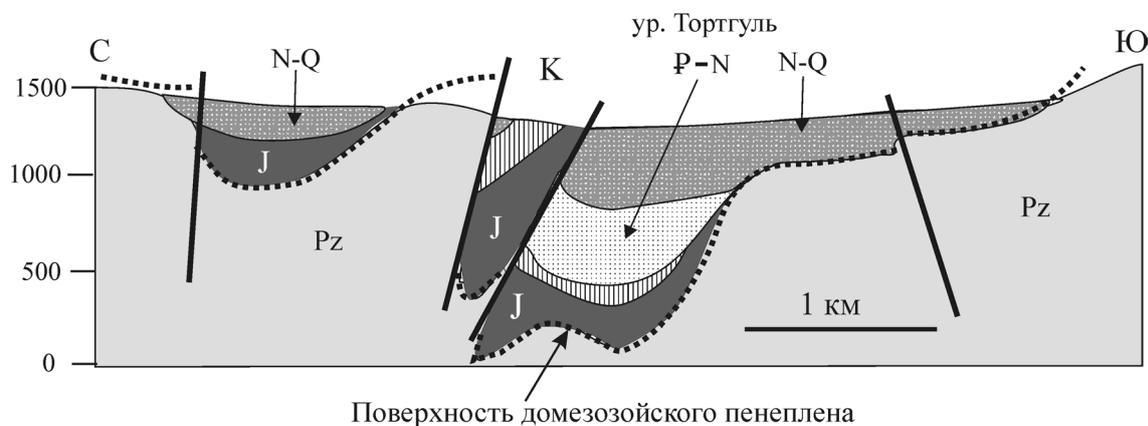


Рис. 9. Поперечный профиль одной из впадин, приуроченных к Курганакской шовной зоне (по [46]). Объяснения в тексте.

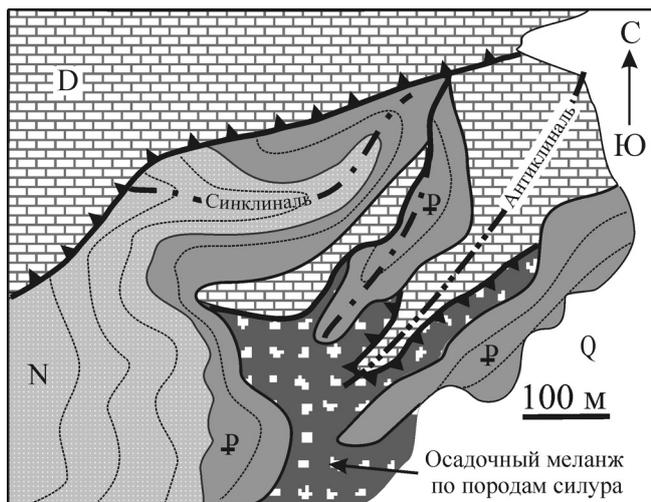


Рис. 10. “Осадочный” меланж (тектономикстит) по песчано-глинистым породам силура в пределах Шахристан-Ляйлякской впадины, приуроченной к Курганакской шовной зоне (объяснения в тексте).

тий в Памиро-Гиндукушской области [48, 66]. Кора региона в это время чутко реагирует на тектонические события в тетическом пространстве, что свидетельствует о ее неполной консолидации. Усложнение структурного плана региона, по-видимому, не связано с поперечным сжатием и сокращением пространства. Во всяком случае, каких-либо структурных следствий сжатия мы не знаем, и, напротив, можно предполагать наличие некоторого растяжения, что, в частности, подтверждается наличием экстрוזий и потоков кварцевых порфиров в горном обрамлении Ферганы.

В поздней юре, раннем и позднем мелу платформа Южного Тянь-Шаня продолжает реагировать на альпийские движения, происходящие южнее [63], но с течением времени влияние их уменьшается. Во второй половине мела и до конца эоцена амплитуда прогибаний становится незначительной, отдельные зоны размыва сохраняются, но, судя по составу и гранулометрии отложений, размах рельефа в это время невелик, за исключением отдельных уступов и эскарпов [66]. Платформенный режим продолжает существовать до конца эоцена. В это время (поздняя юра–эоцен устанавливается режим чередующихся эпох относительного изостатического и геодинамического равновесия (например, эпоха предпозднемиоловой пенепленизации) и эпох незначительной тектонической активизации. Происходит тектоническая деформация поверхности домезозойского пенеплена и формирование узких и протяженных прогибов и поднятий, что может быть связано с латеральным перераспределением материала в фундаменте – оттоком его из областей опускания и нагнетанием в зоны поднятий тектонического рельефа по механизму изгибной не-

устойчивости [39]. О реальном объемном перетекании горных масс свидетельствует развитие прогибов и поднятий, которые, по крайней мере, до середины миоцена развивались как пликативные структуры, лишь в отдельных местах осложненные разломами. Размах тектонического рельефа по поверхности домезозойского пенеплена достигает к этому времени 3–6 км.

С конца эоцена [45], по другим данным – с позднего олигоцена [47] начинается этап активизации тектонического режима и превращение части эпипалеозойской платформы во внутриконтинентальный ороген. В течение олигоцена–раннего миоцена режим еще близок к платформенному, он характеризуется формированием региональных несогласий, но не прерывается складчатостью. В это время фиксируются малоамплитудные воздымания и возникновение пологих складок основания. С середины миоцена начинается резкое воздымание, формирование горного рельефа и образование внутриконтинентального орогена.

Поверхность домезозойского пенеплена в платформенный и оргенный периоды подверглась деформациям. При этом поверхности домезозойского, допозднемиолового и донезогенового пенепленов деформированы конформно, поэтому в дальнейшем мы будем обсуждать лишь совокупную деформацию домезозойского пенеплена.

Горное сооружение Южного Тянь-Шаня – это мегасвод, сопряженный с равновеликими отрицательными мегаструктурами: Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами. Эти структуры рассматриваются как складки основания первого порядка. Поверхность фундамента, образующая днище впадин, по данным геофизических исследований, залегает относительно спокойно (с углами наклона 15–20°). При приближении к горному сооружению дислоцированность этой поверхности возрастает, появляются складчатые структуры с крутыми или запрокинутыми внутренними (обращенными к поднятию) крыльями, которые зачастую срезаны надвигами. Вергентность “предгорных” складок и надвигов обращена на южном борту Ферганской впадины к северу, на северном борту Афгано-Таджикской – к югу, т.е. структура дивергентна.

В пределах горного сооружения поверхность домезозойского пенеплена дислоцирована более сложно. На фоне общего валлообразного (антиклинального) поднятия выделяется серия перегибов второго порядка, имеющих синклинорную и антиклинорную форму. Синклинорным формам соответствуют впадины, в которых сохранились отложения мезозойско-кайнозойского чехла. Днища синклинорных структур могут быть дислоцированы, но дислокации локальны. Поверхность фундамента, образующая днище впадин, обычно дислоцирована слабо или практически не дислоцирована. Прибортовые части впадин дислоцированы ин-

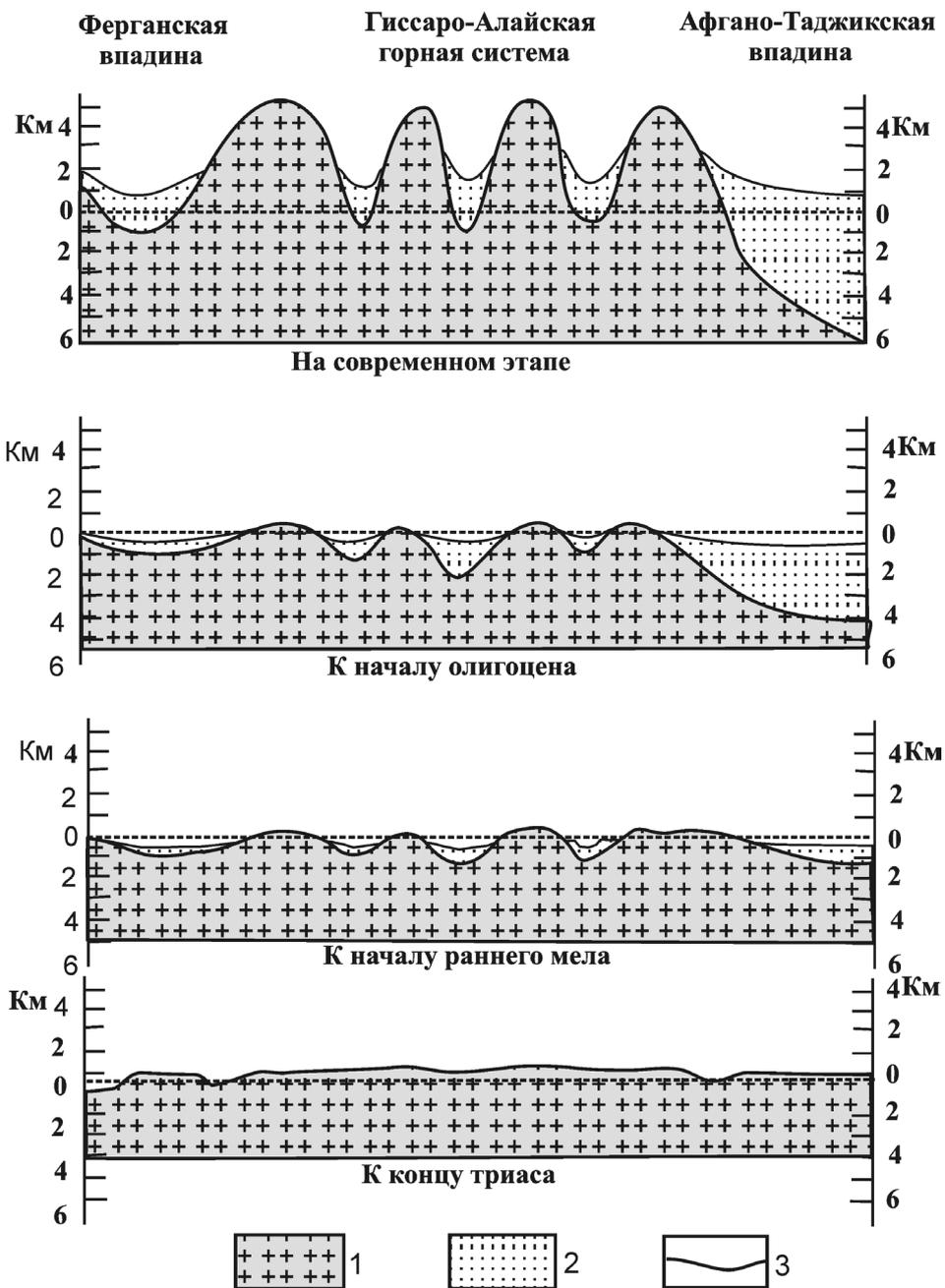


Рис. 11. Схема развития мезозойско-кайнозойских впадин и прогрессирующая деформация поверхности домезозойского пенеплена Южного Тянь-Шаня. Составлена на основании тех же данных, что и рис. 3, а также [7, 16, 21, 22, 40, 43, 46, 48, 56, 63, 65].

1 – палеозойское складчато-метаморфическое основание, 2 – мезозойско-кайнозойский чехол, 3 – поверхность домезозойского пенеплена.

тенсивнее. Углы наклона домезозойского пенеплена достигают 90°, часто запрокинуты и срезаны надвигами с амплитудой от нескольких сотен метров до 2–3 км, реже более.

Выделяются впадины моновергентные, дивергентные и конвергентные [56]. Моновергентные впадины характерны для крыльев крупных сводовых поднятий и зон их сочленения с впадинами; конвергентные – для флангов и внутренних частей

горного сооружения; дивергентные приурочены к центральной части горного сооружения Гиссаро-Алая, высоко приподняты и практически не дислоцированы. Таким образом, форма впадин и их структурная симметрия/асимметрия отражают центростремительное движение горных масс от оси горного сооружения в сторону депрессий. Конвергентные впадины, как было показано выше, на отдельных участках задавлены между встречными надвигами

с образованием структур тектонического сшивания [41]. Однако, надвиги эти вторичны по отношению к складчатым деформациям докембрийского пенеппла [8], имеют малую амплитуду, быстро затухают с глубиной и по простиранию, зачастую переходя в сдвиговые деформации или зоны продольного пластического течения [22, 27, 29, 31, 56, 65].

Антиклинорным структурам отвечают современные горные хребты. Останцы докембрийской поверхности выравнивания отражают ее пликативную деформацию. Отмечены перегибы с углами наклона до 90° , а также запрокинутое положение поверхности пенеппла. Формы докембрийского пенеппла указывают на более интенсивную деформацию в областях поднятий в сравнении с впадинами. Наряду с общим “центробежным структурным рисунком”, это свидетельствует об относительно более активном поведении горных масс именно в пределах антиклинальных зон в процессе альпийского тектогенеза. Учитывая подъем горных масс на высоты более 5 тысяч метров и дивергентную структуру региона, можно полагать, что вертикальные движения трансформируются в горизонтальные, и горные массы “растекаются” от центра складчатого сооружения в сторону обрамляющих его впадин, что подтверждено анализом напряженно-состояния (рис. 12) [47].

Реконструкции поверхности докембрийского пенеппла [21, 34, 40, 43, 59] показали, что в процессе альпийского тектогенеза она испытала значительные разрывные и пликативные деформации. При этом пликативные изгибы первичны, а разрывная структура более поздняя и лишь осложняет складчатые деформации.

Механизмы структурно-вещественной переработки пород складчато-метаморфического основания Южного Тянь-Шаня, обеспечивающей объемную подвижность, различны. Различия связаны, прежде всего, с реологией пород, с их способностью к объемному тектоническому течению, или к реидной деформации [5, 17, 49, 50, 28, 29, 31, 33, 35]. В пределах Каракульской, Зеравшанской и Курганакской зон, центральная часть которых выполнена флишевыми отложениями, потеря связности обусловлена процессом меланжирования; в Раватской структуре – проявлением пластической деформации; в области распространения гранитоидов Гиссарского батолита – объемным катаклизмом [28, 29]; в карбонатных массивах Фанских гор – динамической рекристаллизацией [28, 29]. Потеря связности приводит к проявлению реидной деформации, что, в свою очередь, делает возможным изгибание поверхности фундамента (по-

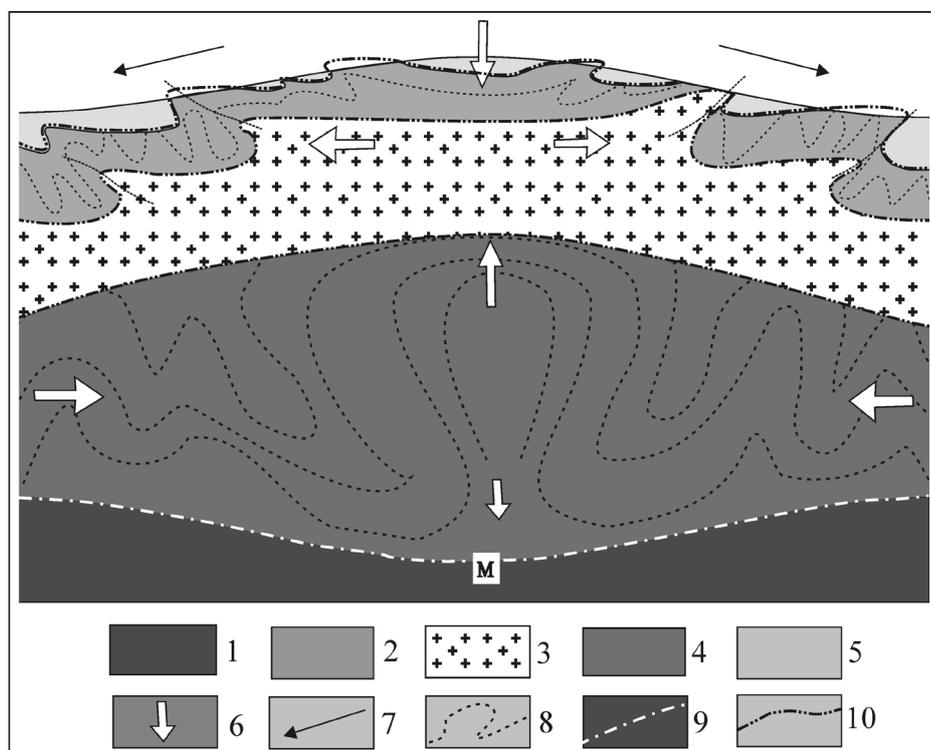


Рис. 12. Схема современного напряженного состояния в центральном сегменте Гиссаро-Алая по [47].

1 – верхняя мантия, 2 – гранулит-базитовый слой, 3 – гранитно-метаморфический слой, 4 – палеозойское складчато-метаморфическое основание, 5 – мезозойско-кайнозойский чехол, 6 – напряжения растяжения–сжатия, 7 – дивергентное движение горных масс в пределах горного сооружения, 8 – условные структурные линии, 9 – граница Мохоровичича, 10 – границы раздела и дисгармонии.

верхности домезозойского пенеплена) без разрыва его сплошности.

Таким образом, значительная внутренняя 3D подвижность домезозойского складчато-метаморфического основания на плитном этапе зафиксирована в пликативной форме его поверхности, а также во внутренней структуре пород. То есть, имеется реальное подтверждение крупномасштабного пластического, хрупко-пластического и катакластического течения горных масс в пределах описываемого региона.

ОБОБЩЕНИЕ МАТЕРИАЛА, МОДЕЛЬ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ ГИССАРО-АЛАЯ

При выборе модели образования структуры того или иного региона возникает вопрос о формах движения земной коры, а также о природе напряжений и сил, вызвавших эти движения. Наиболее распространено мнение, что на альпийском этапе причиной структурообразования в регионе является горизонтальное сжатие, возникающее в результате сближения Евразийской и Индостанской литосферных плит [15, 43 и др.]. Основой этих представлений служит факт коробления земной поверхности, возникновение складчатых структур, надвигов и тектонических покровов, а также существование напряжений субмеридионального сжатия в регионе.

Однако сокращение пространства в Южном Тянь-Шане за новейшее время оценивается [63] на разных участках лишь в 6, 12, 14 км, при ширине зоны соответственно 80, 240 и 350 км. Коэффициент тангенциального сжатия меняется от 0.01 до 0.3 при среднем значении 0.04–0.05. Если принять, что структура Южного Тянь-Шаня образовалась за счет давления Индостана и Памира, то величина сжатия должна быть максимальной на меридиане стрелы изгиба Памирской дуги. Однако такой зависимости нет, хотя величина сжатия в Алайской долине достигает 0.3. По-видимому, давление со стороны Памира релаксируется в процессе деформирования пород Алайской части Афгано-Таджикской впадины. В то же время, в пределах остальной части Афгано-Таджикской депрессии поверхности разделов “палеозойский фундамент–садовый чехол” и “палеозойский фундамент–гранитно-метаморфический слой” залегают, за исключением прибортовых частей, полого и не образуют сколько-нибудь существенных перегибов и складок, то есть усилия тангенциального сжатия, исходящие из области памирских дуг и Индостанской плиты, не проявились в деформации упомянутых поверхностей раздела. А если это так, то неясно, как это давление могло вызвать сложнейшие преобразования горных масс и деформацию поверхности фундамента горного сооружения, расположенного севернее.

Информацию о сокращении пространства могли бы дать надвиги и складки альпийского возрас-

та, но не все здесь просто. Многие надвиги не являются структурами сжатия, а напротив, отражают обстановки растяжения, что подтверждено на моделях и геологических примерах [41, 53]. Надвиги имеют незначительные амплитуды, по простиранию и падению как правило затухают или трансформируются в зоны хрупко-пластического сдвигового (в механическом смысле) течения с надвиговой кинематикой. Против деформации сжатия и крупномасштабного сокращения пространства, свидетельствует и относительно простая форма днищ внутренних синклиналильных структур в сравнении с их прибортовыми частями, что вместе с затуханием надвигов говорит о сжатии синклиналильных структур лишь за счет напряжений, возникающих на бортах впадин. Образование же структуры осадочного чехла Афгано-Таджикской впадины, дисгармоничной по отношению к поверхности фундамента, связано, скорее всего, с механизмом латерального выдвигания между относительно жесткими блоками Памира и Тянь-Шаня [13, 20].

Поле напряжений для нижней части коры Гиссаро-Алая характеризуется субмеридиональным сжатием и субвертикальным растяжением (рис. 12), [47]. Происходит боковое сплющивание нижнекорового слоя с его нагнетанием к центру горной страны и подъемом горных масс. Напротив, поверхностное региональное поле указывает на поперечное субгоризонтальное растяжение и субвертикальное сжатие (сплющивание).

Сложные формы поверхности домезозойского пенеплена и внутренние структурно-вещественные преобразования пород фундамента свидетельствуют о том, что цоколь активизированной в новейшее время эпипалеозойской платформы ведет себя как квазипластичное тело. При этом степень структурно-вещественных “альпийских” преобразований пород фундамента интенсивнее, чем степень переработки пород чехла. Подобные явления характерны и для других районов Тянь-Шаня, и им дано физико-математическое обоснование [44].

Не противоречат сделанным выводам и данные по глубинному строению территории. Их подробный анализ приведен в [31, 59], здесь же лишь перечислю особенности глубинного строения территории, существенные с точки зрения рассматриваемой проблемы.

В коровом слое и в верхах мантии выделены неоднородности, которые отражены в гравиметрических аномалиях, а также в сложном сочетании объемов с разной скоростью прохождения сейсмических волн и различной электропроводностью. Установлено наличие волноводов в верхне- и нижнекоровых слоях. В верхней части коры они имеют характер “рваных” непротяженных объемов; фиксируются грибообразные наплывы высокоскоростных пород на низкоскоростные. Протяженный и мощный волновод, отделяющий верхнюю “сейс-

мичную” часть коры от нижней “асейсмичной”, выделен на глубинах порядка 24–38 км. Мощность корового слоя уменьшена под Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами и увеличена под поднятием Южного Тянь-Шаня за счет раздува нижнекорового (“базитового”) и в меньшей мере верхнекорового (“гранитного”) слоев.

Уменьшение мощности коры при переходе от горного сооружения к межгорным впадинам обусловлено подъемом подкорового вещества и некоторым опусканием всех поверхностей раздела. Под складчатым сооружением практически исчезает граница Конрада. Верхняя граница фундамента в пределах Ферганской и Афгано-Таджикской впадин имеет субгоризонтальное положение. На отдельных отрезках вдоль границы М выделены участки “корово-мантийной смеси” со скоростями прохождения сейсмических волн 7.4–7.7 км/сек. По поверхности М фиксируются узкие (15–20 км) и протяженные флексуобразные синформные изгибы с относительно крутыми углами. В поле силы тяжести им соответствуют отрицательные аномалии, а в поверхностной структуре – шовные зоны концентрированных деформаций и альпийских депрессий (Зеравшанская, Каракуль-Зиддинская и др.). Возможно, эти синформы являются следами позднепалеозойских зон замковой субдукции.

Южному Тянь-Шаню отвечает региональный минимум силы тяжести, который входит в обширный центральноазиатский минимум. Последний связывается с уменьшением плотности пород мантии на глубинах более 200 км. Плотностная неоднородность верхней мантии подчеркивается и неоднородностью свойств электропроводности. По данным МТЗ фиксируются объемы разуплотненной разогретой мантии под Ферганской (в ее северной части) и Афгано-Таджикской впадинами, что подтверждается и геотермическими данными. В пределах рассматриваемой территории под крупными межгорными впадинами (Афгано-Таджикской и Ферганской) астеносфера залегает на меньших глубинах, чем под горным сооружением Гиссаро-Алая. Сейсмическая активность присуща в основном верхним горизонтам коры и приурочена к интервалам до 10 км, 10–20 км, 30–35 км.

Таким образом, геофизические материалы подтверждают расслоенность корового слоя и его латеральную неоднородность. Вероятна и внутренняя 3D подвижность глубинных масс. Сейсмические и сейсмологические данные показывают, что очаги землетрясений концентрируются вдоль некоторых критических уровней: вдоль кровли и подошвы сейсмических волноводов, близ поверхности “гранитного” слоя. В Афгано-Таджикской впадине очаги землетрясений совпадают с зеркалом складчатости подсолевого комплекса. Эти уровни интерпретируются как поверхности латерального скольжения и дисгармоничных срывов [3]. Установлена не-

однородность верхней мантии и изменение положения в пространстве астеносферного слоя. Приподнятые объемы высокопроводящей и низкоскоростной мантии интерпретируются как диапиры разуплотненного относительно разогретого мантийного вещества. Изменение строения мантии при переходе от одной крупной поверхностной структуры к другой свидетельствует о влиянии мантии на изменение морфоструктурного облика региона. В то же время, частные структуры герцинского возраста по гравиметрическим данным прослеживаются лишь до глубин 10–15 км и не имеют прямого продолжения в морфоструктурах поверхности нижележащего гранито-гнейсового фундамента и “базальтового” слоя, что отражает дисгармонию структурного плана различных оболочек земной коры и явление “съедания” складчато-метаморфических пород палеозойского основания процессами объемного метаморфизма и гранитизации.

Изучение общего структурного плана, конкретных структур, привлечение данных по глубинному строению, а также использование концептуальных и физико-математических моделей, в частности, таких, как модель изгибной неустойчивости [39] и модель многослойной конвекции [52] (подробности см. [31, 33, 59]) позволяет думать, что основной механизм формирования структуры и морфологии Южного Тянь-Шаня в новейшее время определяется объемным перераспределением вещества в коровом слое (рис. 13): оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область горного сооружения, что подтверждается геологическими данными, характером деформированности домезозойской поверхности выравнивания, наличием структур нагнетания в области поднятия, расположением очагов землетрясений и пр.

Латеральное тектоническое течение происходит на разных уровнях верхне- и нижнекорового слоев с возникновением субгоризонтальной тектонической расслоенности и образованием дисгармоничной структуры внутри каждого из слоев. Возникновение латеральных токов, которые трансформируются в зоны вертикального подъема и нагнетания с последующим растеканием в стороны, причинно может быть связано с развитием неоднородностей (астеносферные диапиры, конвективные и адвективные токи) в активизированной разуплотненной мантии, существование которой предполагается по данным геофизических исследований.

Эти предположения находят подтверждение и в современных реконструкциях, сделанных, правда, для восточной части Тянь-Шаня, в которых возникновение и развитие новейшего орогена и его дивергентной структуры происходит в области схождения конвективных ячеек в астеносферном слое и погружения холодной литосферы [9].

Напряжения общего субгоризонтального сжатия, характерные для современного напряженного

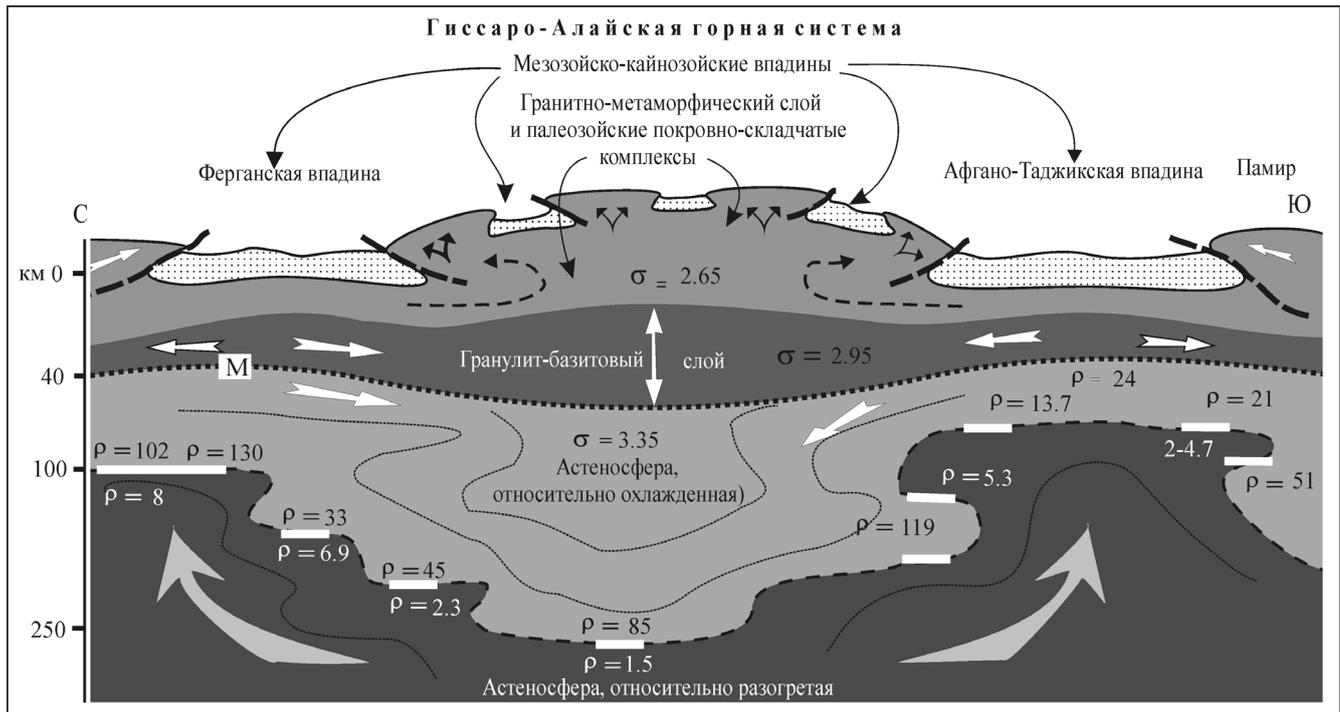


Рис. 13. Вариант модели современной геодинамики Гиссаро-Алайской горной системы (вне масштаба).

Белые толстые площадки – уровни зафиксированной резкой смены значений удельного сопротивления (ρ) горных пород. Остальные объяснения в тексте. Ссылки на источники информации (более 40 наименований) см. [29, 31].

состояния региона, отразились в проявлении механизма изгибной неустойчивости, в возникновении волновой картины распределения разномасштабных сводов и впадин, в пространственном перераспределении вещества. Наличие напряжений сжатия обусловили пространственную организацию структурного плана и возникновение (или возрождение) ряда структурных элементов типа диагональных сдвигов и продольных зон сплющивания (вязких разрывов, шир-зон).

На новейшем этапе проявился и механизм гравитационной неустойчивости горных масс, действие которого отчетливо фиксируется в районе Фанских гор. В результате гравитационной неустойчивости высоко поднятого массива Фанских гор (при наличии ранее сформированной субгоризонтальной расслоенности и пород пониженной вязкости) происходит дивергентное субгоризонтальное “растекание” массива, формирование надвигов и субслонных срывов, тектоническое задавливание обрамляющих массив молодых впадин, образование структур “тектонического сшивания”.

Таким образом, при формировании альпийской структуры Южного Тянь-Шаня действовали, по крайней мере, три различных и, хотя и связанных один с другим, но все же относительно независимых механизма: основной, связанный с 3D латеральным перераспределением горных масс, и сопутствующие ему механиз-

мы изгибной и гравитационной неустойчивости. Причины активизации мантии здесь не обсуждаются. Скорее всего, это планетарное явление, не связанное с узкорегionalными причинами и обстановками, но, возможно, что это явление можно рассматривать как реакцию мантии на подвиг Индостанской плиты и ее движение в северном направлении. Необходимо отметить и тот факт, что геодинамические режимы доплитного этапа и плитной и орогенной стадий Южного Тянь-Шаня различны, что подтверждает высказанное ранее [37, 38] положение о независимости проявления орогенических движений от истории предшествующего развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.
2. Бебешев И.И. Эволюция юрских седиментационных бассейнов востока Средней Азии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.
3. Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Коновалов Ю.Ф. Геолого-геофизическая модель строения земной коры Душанбинского прогностического полигона // Прогноз землетрясений. Душанбе–Москва: Дониш, 1988. С. 206–218.

4. Белоусов В.В., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. и др. Итоги Международного проекта и направление будущих работ // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 6–10.
5. Беровиш Р.А. Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. М.: Мир, 1991. С. 265–269.
6. Биостратиграфическое районирование Южного Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 279 с.
7. Богданова Н.М. Проблема сохранности и возраста древнего пенепплена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19–27.
8. Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 168 с.
9. Буртман В.С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. 2012. № 3. С. 18–46.
10. Геология СССР. Т. XXIV. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 735 с.
11. Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
12. Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х. и др. Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 94 с.
13. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 94 с.
14. Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 287 с.
15. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
16. Казаков Ю.М., Мамонтов А.Н., Хасанов А.Х. Геологическое строение Зиддинской впадины. Душанбе: ТГУ, 1985. 106 с.
17. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
18. Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С. Тектоника Южно-Нуратинской линейной зоны (Кызылкум) // Геотектоника. 1991. № 5. С. 93–106.
19. Коницын В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 70–85.
20. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
21. Костенко Н.П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов // Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 183–198.
22. Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: АН СССР, 1962. 230 с.
23. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
24. Кухтиков М.М., Черенков И.Н. О “кембрийских” отложениях северного склона Туркестанского хребта // Докл. АН ТаджССР. 1960. Т. 3, № 6. С. 47–50.
25. Кучай В.К. Современная геодинамика Среднеазиатского региона // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 15–17.
26. Леонов М.Г. Олистохромы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344. М.: Наука, 1981. 173 с.
27. Леонов М.Г. Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1989. № 4. С. 118–121.
28. Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Известия вузов: Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
29. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
30. Леонов М.Г. К вопросу о литостратиграфическом расчленении палеозойских толщ Зиддинской котловины (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 6. С. 54–64.
31. Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
32. Леонов М.Г. Интрабассейновые (внутриплитные) коллизийные швы и самоблокирующаяся субдукция // Докл. АН. 1996. Т. 350, № 1. С. 97–100.
33. Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
34. Леонов М.Г. Альпийский этап в геодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизийного горообразования (Центральная Азия) / Под ред. Н.П. Лаврова. М.: Научный мир, 2005. С. 327–348.
35. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 460 с.
36. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
37. Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–14.
38. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 194 с.
39. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
40. Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня // М.: Наука, 1977. 79 с.
41. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
42. Лучников В.С. Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 138–141.
43. Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: Опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91–96.
44. Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М. Складчатые деформации предорогенного пенепплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
45. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. и др. Центральное-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Гео-

- тектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
46. *Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 120 с.
 47. *Николаев П.Н.* Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 296 с.
 48. *Никонов А.А.* Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990, С. 37–46.
 49. *Паталаха Е.И.* Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
 50. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнопородных геологических тел, ее причинах и следствиях: Вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–25.
 51. *Полянский Б.В.* Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотектиса. М.: Наука, 1989. 200 с.
 52. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А. и др.* Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
 53. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Наука, 1986. 399 с.
 54. *Резвой Д.П.* О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое // Геол. сб. Львовского геол. об-ва. 1956. № 2-3. С. 18–35.
 55. *Рогожин Е.А.* Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
 56. *Садыбакасов И.* Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
 57. *Салтовская В.Д.* К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области // Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964. С. 126–139.
 58. *Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
 59. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизийного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
 60. *Таджибеков М.* Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе: ФПИ, 1986. 24 с.
 61. *Тимофеев П.П., Бебешев В.И., Макаров Ю.В.* Основные черты развития юрских ландшафтов юго-восточной части Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 2. С. 37–56.
 62. *Торишин Н.С.* Зональность девонского осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1970. Т. 168. С. 185–194.
 63. *Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 46–53.
 64. *Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.
 65. *Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
 66. *Щерба И.Г.* Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1990. № 2. С. 42–54.
 67. *Яблонская Н.А.* Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. № 1. С. 61–71.

Рецензент В.М. Нечехуин

Intermountain cavities of Gissar-Alay region (Tien Shan): structure and evolution

M. G. Leonov

Geological Institute of Russian Academy of Sciences

The article concern structural-material evolution of the Southern Tien Shan Earth crust. The main accent is made on postcollisional (plate and orogenic) stages of evolution of this region. The description Mesozoic–Cenozoic intraplate and orogenic basins and their tectonic structure, evolution and position in the general morphostructure of the orogen, relationship with a deep structure of region is considered. The special attention is given to a question about the determination or not of the region development at the Alpine stage from the previous stages of its evolution. The conclusion about the mechanism of Alpine morphostructure formation due to manifestation of volumetric plastic flow of rock masses at various levels of the Earth crust and lithosphere is made. It is established that the significant 3D tectonic mobility of the basement rock masses on the plate and orogenic stages of this territory evolution have been took place.

Key words: *Tien Shan, intermountain cavities, neotectonics, structure, geodynamics*