



М.Г.Леонов

**СТРУКТУРНЫЕ
АНСАМБЛИ
ПОКРОВНО-
СКЛАДЧАТЫХ
ЗОН**

• НАУКА •

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М.Г. Леонов

**СТРУКТУРНЫЕ
АНСАМБЛИ
ПОКРОВНО-
СКЛАДЧАТЫХ
ЗОН**

Труды, вып. 486

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1993

Russian academy of sciences

Geological Institute

M.G. Leonov

STRUCTURAL ASSEMBLAGES OF NAPPE-FOLD ZONES

Transactions, vol. 486

Структурные ансамбли покровно-складчатых зон / М.Г. Леонов. М.: Наука, 1993. – (Тр. ГИН РАН; Вып. 486). – 150 с. – ISBN 5-02-002370-1

В монографии описаны структурно-седиментационные, структурно-метаморфические и собственно структурные ансамбли покровно-складчатых зон фанерозоя. Дана интерпретация механизмов их формирования. Рассмотрены: эволюция геодинамических условий; интерференция различных механизмов структурообразования во времени и в пространстве; некоторые аспекты вещественно-структурных преобразований горных масс в процессе пластического течения; роль в структурообразовании исходных палеотектонических условий бассейнов осадконакопления; структура, эволюция и геодинамика внутрибассейновых (внутриплитных) коллизионных швов.

Для тектонистов, геологов широкого профиля.

Рис. 44. Библиогр.: 158 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент РАН Ч.Б. Борухаев

Редакционная коллегия
академик РАН А.Л. Книппер (главный редактор),
В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, Б.П. Золотарев

Рецензенты:
Н.В. Короновский, А.И. Суворов

The monograph provides a description of major structural-tectonic assemblages of the Phanerozoic nappe-fold zones: structural-sedimentary, structural-metamorphic and structural assemblages proper. The mechanisms leading to structural-tectonic forms are interpreted. Among problems discussed are the evolution of geodynamic settings; interference of various structure-forming mechanisms in time and space; some aspects of material and structural transformation of rock due to plastic flow; convergence of patterns under tectonic processes; structural formation and the role of primary paleotectonic environments in the sedimentary basin. With the structure, evolution and geodynamics of intra-basinal (intra-plate) collision sutures discussed at length, the book contains original maps and illustrations and is designed for a broad circle of geologists, students and professors of geology. The edition planned is 1000 copies.

Responsible editor
Corresponding Member of the Russian Ch.B. Borukaev

Editorial board:
Academician A.L. Knipper (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, B.P. Zolotarev

Л 1804030000-265 276-93, II полугодие
042(02)-93

ISBN 5-02-002370-1

© М.Г. Леонов, 1993

© Российская академия наук, 1993

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы объектом пристального интереса геологов стали специфические, "нетрадиционные" структурно-тектонические ансамбли: тектонические и тектоно-гравитационные микститы, структуры тектонического сшивания, зоны пластического течения горных масс и некоторые другие. Понимание строения и генезиса этих структурно-тектонических форм позволило по-новому трактовать многие аспекты геологической эволюции покровно-складчатых областей. В то же время мы не знаем пока многих закономерностей их строения и происхождения, что зачастую снижает качество геологической съемки и значимость теоретических выводов.

В исследовании тектонических структур четко обозначены два направления: геотектоническое и собственно структурное. Геотектоническое направление акцентирует внимание на развитии крупных участков земной коры или Земли в целом, обычно не рассматривая частных механизмов структурообразования. Структурное направление – в противоположность геотектоническому – главный упор делает на расшифровку происхождения конкретных структурных форм и их ансамблей, а общие палеотектонические построения остаются при этом несколько в стороне. В то же время очевидно, что обе стороны явления структурообразования необходимо рассматривать в совокупности – анализ структурных форм в чистом виде зачастую не позволяет дать однозначную интерпретацию условий их формирования. Это подтверждается и опытом лабораторного моделирования: морфологически сходные структуры и их ансамбли можно получить различными способами.

Покровно-складчатые сооружения некогда представляли собой пространства со сложной морфоструктурой. Морфоструктурные элементы в процессе эволюции претерпели изменения, которые не могли не отразиться на специфичности возникших структурных форм. И одна из задач структурной геологии – это воссоздание генетических связей между процессами структурообразования и общей палеогеологической эволюцией конкретных морфоструктур. Этот аспект исследования структурных форм в настоящее время нельзя считать хорошо разработанным.

Уровень развития геологической науки диктует на нынешнем этапе необходимость комплексного изучения явлений и процессов, ответственных за структурно-вещественную перестройку горных масс. Формирование структурного стиля того или иного региона неизбежно связано с проявлением других геологических процессов: магматических, метаморфических, седиментационных. Выявление генетических связей между этими, казалось бы, разнородными процессами может привести (и приводит) к более глубокому и полному пониманию механизмов структурообразования.

Таковы некоторые из основных проблем, которые стоят перед геологами, изучающими тектонические структуры покровно-складчатых областей, и именно рассмотрению этих проблем посвящена данная книга. В то же время здесь нет систематиче-

ского описания всего многообразия тектонических форм – это не учебник структурной геологии, а исследование, направленное на изучение некоторых "нетрадиционных" структурных, структурно-метаморфических и структурно-седиментационных ансамблей и на выявление особенностей их происхождения в рамках понимания общей геодинамики покровно-складчатых областей. Основой материал, представленный в работе, получен во время исследований автора на Южном Тянь-Шане, Кавказе, Карпатах, Гарце, а также в результате проведенного им анализа литературного материала по некоторым районам (Ликийский Тавр, Памир, Крым, Эр-Риф) Альпийско-Гималайского пояса.

Работа выполнена в рамках тематики Геологического института РАН. Автор искренне признателен сотрудникам этого института В.Г. Коньгину, Е.В. Лошманову, А.Ю. Соловьеву и сотруднице Геологического института Болгарской Академии наук Е. Кожухаровой за помощь в сборе и обработке фактического материала, а также Е.Г. Корольковой за литературную редакцию и подготовку рукописи к публикации.

ЧАСТЬ 1

СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ

Описанию структурных ансамблей складчатых областей посвящена обширная литература. В разное время различными авторами рассмотрены парагенезы структур, связанные со сдвиговыми зонами, областями интенсивной складчатости и покровообразования, зонами растяжения и рифтогенеза. Однако в пределах покровно-складчатых областей имеется категория структур, многие черты строения и истории развития которых остаются неясными. Речь идет об узких шовных (сутурных) зонах, которые при небольшой ширине имеют значительную протяженность, характеризуются своеобразным тектоническим стилем и интенсивной структурно-вещественной переработкой пород. Эти шовные зоны обычно разделяют крупные структурно-формационные элементы покровно-складчатых зон и трактуются исследователями либо как зоны сочленения, либо как глубинные разломы, либо как разломы, трассирующие на поверхности выход глубинных шарьяжей или поверхностей срыва.

В последнее время большое внимание уделяется расшифровке структуры и истории развития офиолитовых сутур, и здесь достигнуты значительные результаты. Но что касается шовных зон, расположенных внутри складчато-покровных сооружений и не сопровождающихся выходами пород офиолитовой ассоциации, то здесь наши знания, как правило, не выходят за пределы понимания только очень общих черт их геологической эволюции, что снижает достоверность общих палеотектонических и геодинамических построений. В связи с вышесказанным основное внимание в этом разделе и в книге в целом будет уделено выяснению природы, особенностей строения и геологической эволюции именно внутренних безофиолитовых шовных зон. Решение проблем геологии шовных зон связано с расшифровкой структуры и истории развития соседствующих с ними структурно-формационных элементов, поэтому их описание будет связано с рассмотрением общего структурно-геологического строения покровно-складчатой области Южного Тянь-Шаня, которая была выбрана в качестве основного объекта исследования.

СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В структурно-геотектоническом отношении Южный Тянь-Шань представляет собой юго-западную часть Урало-Монгольского пояса (рис. 1). На севере по Южно-Ферганскому и Иныльчекскому разломам он граничит с более древними структурами Среднего Тянь-Шаня, а на юге – с древними кристаллическими массивами Тарима-Южного Гиссара и находящимися между ними структурами Памира. Геосинклинальное развитие Южного Тянь-Шаня происходило в герцинское время и привело к формированию покровно-складчатой области со сложным и неоднородным строением.

Именно сложность и неоднородность вызвали появление различных представлений о закономерностях геотектонического развития Южного Тянь-Шаня. Одни исследователи [Довжиков, 1977; Кухтиков, 1968; Резвой, 1959; и др.] придерживаются концепции преобладания вертикальных движений блоков земной коры, другие [Биске и др., 1981; Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Поршняков, 1973; и др.] связывают образование современной структуры Южного Тянь-Шаня со значительными горизонтальными перемещениями горных масс в условиях сжатия и трактуют современную структуру Южного Тянь-Шаня как единый пакет залегающих друг на друге тектонических покровов (протяженных пластин относительно небольшой толщины).

В то же время изучение тектонического строения Южного Тянь-Шаня показывает [Леонов, 1985, 1988; Рогожин, 1977, 1987; Шванов, 1983], что вопрос этот не может быть решен столь упрощенно. В структуре Южного Тянь-Шаня выделяются по крайней мере три типа зон с различным тектоническим строением и разным формационным выполнением (рис. 2).

Первый тип представлен складчатыми зонами антиклинорного строения с крутыми залеганиями пластов в центральных частях зон, осевым кливажом и общим антивергентным строением. Для второго типа характерны синклинорное (синформное) строение, надвиги и тектонические покровы, лежащие складки, структуры пластического течения, сланцеватость и метаморфизм. Третий тип – это узкие шовные зоны с субвертикальным залеганием слоев, будинажем, сдвиговыми деформациями и пластическим течением горных масс вдоль генерального простирания складчатой области.

Само существование подобных зон указывает на их генетическое различие. Морфология структур антиклинорного типа свидетельствует об образовании их в условиях поперечного сжатия, хотя мнения о природе поперечного сжатия расходятся. По-разному трактуются механизм формирования синклинорных зон. Одни исследователи считают их пакетом переброшенных друг через друга тектонических пластин, другие связывают их образование с латеральным пластическим течением горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости. Вплоть до настоящего времени нет и убедительных данных, объясняющих структуру и историю развития шовных зон.

Рассмотрим структурно-тектонические элементы с различным стилем строения на пересечении покровно-складчатого сооружения Южного Тянь-Шаня, в полосе между 68 и 69° в.д., но прежде остановимся вкратце на характеристике выделяемых в этом пересечении структурно-формационных элементов.

С юга на север в поперечном сечении выделяются (по: [Кухтиков, 1968], с некоторыми изменениями) следующие структурно-формационные зоны (рис. 3): Афгано-Таджикская, Южно-Гиссарская, Гиссарская, Каракуль-Зиддинская, Хазрет-Дукдонская, Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская), Зеравшанская, Зеравшано-Туркестанская, Курганакская, Туркестано-Алайская.



Рис. 1. Схема расположения основных структурно-палеотектонических элементов Южного Тянь-Шаня

1 – зоны выходов пород внутрибассейновых вулканических гряд; а – корневые (относительно автохтонные) зоны, б – шарьированные на отложения иных структурно-формационных зон; 2 – зоны выходов пород относительно глубоководных прогибов и склонов вулканических поднятий и склонов мелководных отмелей; 3 – выходы пород эпиплатформенного чехла микроконтинентов; 4–6 – коллизонные зоны: 4 – сформированные из внутрибассейновых поднятий с карбонатным чехлом (дорсали), 5 – сформированные из флишевых и молассовых прогибов (бассеты), 6 – Южно-Ферганский шов, сформированный на границе океан–континент; 7 – породы северного шельфового обрамления Туркестано-Алайского "океанического" пространства; 8 – каледонские структуры; 9 – таримский, сулутерекский, южно-гиссарский, горьский кристаллические массивы; 10 – альпийские структуры Памира; 11 – Талассо-Ферганский разлом

Афгано-Таджикская впадина. Выполнена мощным комплексом мезозойско-кайнозойских мелководных морских, лагунных и континентальных образований, залегающих на метаморфических (предположительно докембрийских) и верхнепалеозойских отложениях. Чехол делится на два структурных этажа – подсолевой и надсолевой, которые разделены пластичной соленосной толщей верхнего малайма. Нижний этаж представлен континентальными и параличскими отложениями лейаса и доггера. Нижнемальмские отложения представлены известняками открытого моря. Выше соленосного верхнего малайма залегают красноцветные терригенные отложения нижнего мела, серые и пестрые морские и лагунные отложения верхнего малайма и палеогена. Неоген сформирован красноцветными континентальными молассовыми отложениями. Породы смяты в сложную систему складок, образующих виргацию: складчатые структуры расходятся веером в направлении с северо-востока на юго-запад, постепенно отклоняясь к югу и образуя структурный рисунок типа "конский хвост".

Южно-Гиссарская зона. Ее структуры и отложения соответствуют Мечетлинской зоне М.М. Кухтикова. Рассматриваемая зона расположена в нижней части южного склона Гиссарского хребта. Наиболее древние (предположительно докембрийские) образования представлены кристаллическими сланцами, выходящими в виде отдельных клиньев. Выше залегают каменноугольные отложения, имеющие широкое рас-

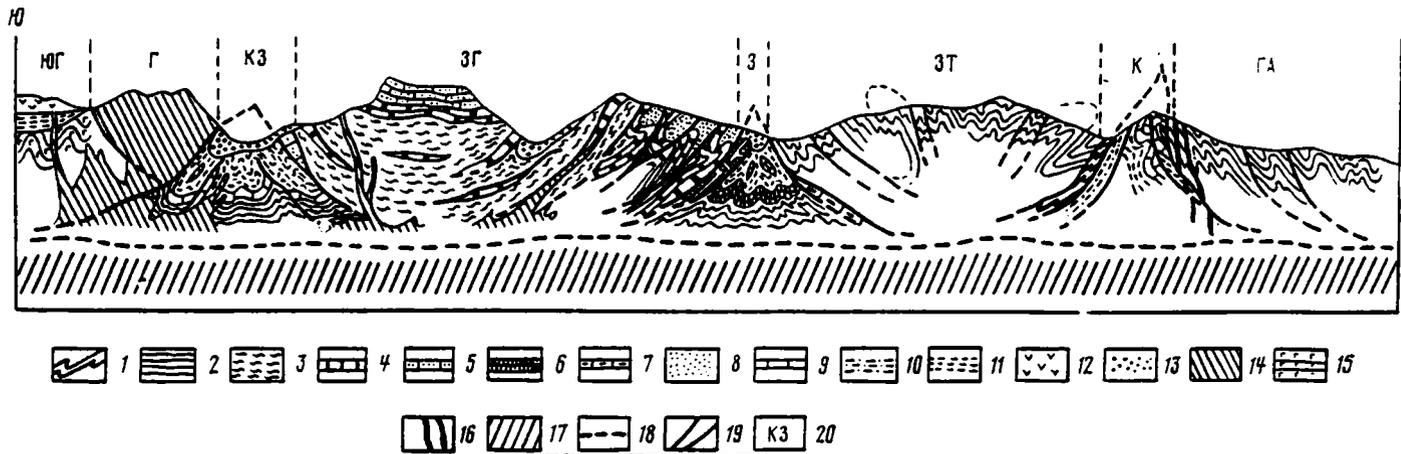


Рис. 2. Структурный профиль прокловно-складчатой системы Южного Тянь-Шаня на пересечении 68–69° в.д.

1 – кембрий: глинисто-карбонатные отложения; 2–3 – ордовик–нижний силур: песчано-глинистые, кремнистые отложения, основные вулканы (2 – неметаморфизованные, 3 – метаморфизованные в фации зеленых сланцев); 4 – верхний силур: известняки, доломиты; 5 – девон: известняки; 6 – девон–средний карбон: карбонатно-кремнистые отложения; 7 – девон–карбон: сокращенный карбонатный разрез Кштут-Урметанского типа; 8 – девон–нижний карбон: кремнистые и терригенные отложения акбасайской и пушневатской свит; 9 – нижний карбон: известняки; 10 – средний карбон: углисто-глинистые отложения; 11 – верхний палеозой: терригенный флиш с телами тектоно-гравитационных и гравитационных микститов, молассоидные отложения; 12 – пермь: кислые вулканы и их туфы; 13 – мезозойские и кайнозойские отложения: конгломераты, песчаники, глины, известняки, гипсы; 14 – карбон–пермь: гранитоиды; 15 – нижний–средний карбон: основные и средние вулканы и их туфы; 16 – дайки габбро-диоритов; 17 – молодой (палеозойский?) гранито-метаморфический слой; 18 – поверхность (зона) региональной дисгармонии структурно-вещественных преобразований; 19 – разломы; 20 – структурно-формационные зоны (название зон см. на рис. 3)

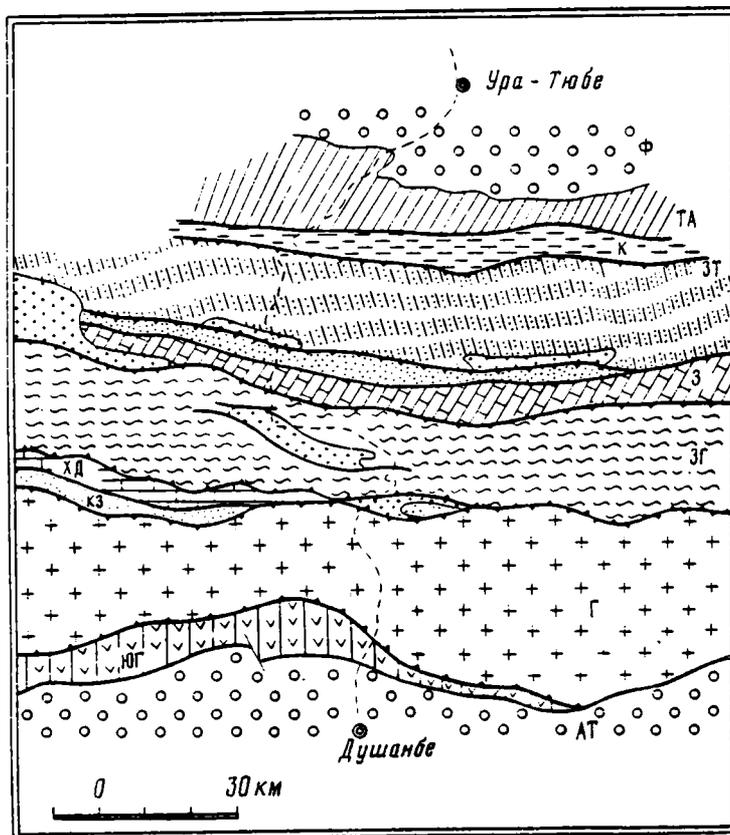


Рис. 3. Основные структурно-формационные зоны Южного Тянь-Шаня (Центрально-Таджикский сектор) (по: [Хухтиков, 1968], с изменениями автора)

Ф — Ферганская впадина; ТА — Туркестано-Алайская зона; З — Зеравшанская зона; ЗГ — Зеравшано-Гиссарская зона; ХД — Хазрет-Дукдонская зона; КЗ — Каракуль-Зиддинская зона; Г — Гиссарская зона; ЮГ — Южно-Гиссарская зона; АТ — Афгано-Таджикская впадина. Пунктиром показана дорога Душанбе—Ходжент (остальные объяснения в тексте)

пространение и большие мощности. В пределах зоны наблюдается непрерывный разрез отложений нижнего, среднего и верхнего карбона.

Нижний карбон — это карбонатные, терригенные и вулканогенные (альбитофиры и спилиты) породы; средний карбон — эффузивы среднего и основного состава. Верхние горизонты среднего карбона и верхний карбон сложены трансгрессивно залегающими на подстилающих вулканитах флишевыми отложениями, которые практически не нарушены тектоническими деформациями. Наиболее верхние горизонты палеозойского разреза сложены пермскими кислыми вулканитами и их туфами. Пермские вулканиты перекрывают с большим угловым несогласием отложения нижнего—среднего карбона и с очень незначительным (порядка 10–15°) несогласием — флиш верхнего карбона. На отложениях палеозоя трансгрессивно залегают образования триас-мела, фациально сходные с таковыми Афгано-Таджикской впадины.

Гиссарская зона. Занимает центральную часть Гиссарского хребта в западной части района и южный склон Гиссарского хребта в восточной и отвечает в основном области выходов гранитоидов Гиссарского батолита. Осадочные и метаморфические породы сохранились в пределах зоны только в виде останцов, часто не имеющих

между собой стратиграфических взаимоотношений. К докембрию в пределах зоны отнесены толщи различных кристаллических сланцев и мраморов. Палеозойский разрез представлен карбонатными породами силура, карбонатно-кремнистыми и терригенно-кремнистыми отложениями нижнего и среднего девона, а также толщей метаморфизованных сланцев неясного возраста.

Каракуль-Зиддинская зона. Протягивается в виде узкой полосы вдоль северного склона Гиссарского хребта в западной части района и переходит на южный склон хребта в восточной. Разрез и структура зоны будут рассмотрены подробно в следующих разделах. Отметим только, что для нее характерно широкое развитие флишевых и олистостромовых отложений среднего-верхнего карбона и наличие трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегающих на них мелководных и континентальных отложений мезозоя-кайнозоя.

Хазрет-Дукдонская зона. Находится к северу от Каракуль-Зиддинской и представляет собой тектонический клин, сложенный толщами карбонатных пород верхнего силура-среднего карбона.

Зеравшано-Гиссарская зона. Синформная структура, выполненная мощными толщами палеозойских отложений. Специфическая черта строения этой зоны – широкое развитие зеленосланцевых толщ и чешуйчато-надвиговое строение.

Зеравшанская зона. Выполнена отложениями силура-верхнего карбона. Силурийские и девонские отложения представлены в карбонатно-кремнистых фациях, средне-верхнекаменноугольные образования – флишем и мощными горизонтами гравитационных и тектоно-гравитационных микститов (олистостромов). Для структуры зоны характерны крупноамплитудные сжатые складки с субвертикальными осевыми плоскостями.

Зеравшано-Туркестанская зона. Занимает северный склон Зеравшанского и Туркестанский хребет. На территории зоны наиболее распространены мощные монотонные отложения нижнего палеозоя и нижнего силура: переслаивающиеся песчанистые известняки и глинистые сланцы кембрия, терригенные породы ордовика и нижнего силура. Отложения имеют флишеидный облик и смяты в сложную систему разномасштабных складок. Общая структура антиклинорного типа.

Курганакская зона. Узкая, ограниченная разломами, выполнена разнофациальными отложениями кембрия, среднего и верхнего палеозоя.

Туркестано-Алайская зона. В описываемом районе сложена мощными терригенными песчано-глинистыми толщами нижнего палеозоя-верхнего силура. Отложения смяты в сложную систему складок и прорваны многочисленными дайками габбро-диоритов.

Все выделенные зоны обладают свойственным только им стратиграфическим разрезом и тектоническим строением. Друг от друга зоны отделены разломами. В следующих разделах будут охарактеризованы все структурно-формационные элементы изучаемого пересечения (кроме Южно-Гиссарской и Гиссарской зон); главное внимание при этом будет уделено описанию сутурных зон: Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской и Курганакской.

КАРАКУЛЬ-ЗИДДИНСКАЯ СУТУРА

Каракуль-Зиддинская тектоническая зона протягивается в широтном направлении в соответствии с общим простиранием структур Южного Тянь-Шаня и занимает в западной части исследованного района северный, а в восточной – южный склоны Гиссарского хребта. Каракуль-Зиддинская зона расположена на стыке двух крупных структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня – Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) на севере и Гиссарской (в широком понимании) на юге. Тектонический стиль Каракуль-Зиддинской зоны определяется серией надвигов и покровов, наклоненных

во встречном направлении, сложноскладчатой структурой флишевых и молассовых отложений центральной части зоны, наличием двух структурных ярусов. С юга Каракуль-Зиддинская зона ограничена пологим разломом, по которому на отложения зоны надвинуты граниты Центрально-Гиссарского батолита и палеозойские образования Гиссарской зоны. С севера Каракуль-Зиддинская зона также ограничена поверхностью надвига Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) зоны. Поверхности надвигов волнистые, углы падения сместителя от 30 до 80°. Надвиги сопровождаются мощной (до 100 м) зоной брекчирования, тектонического расчешуивания и милонитизации.

Максимальная ширина зоны 5–7 км. По простиранию она меняется, и в местах схождения северного и южного надвигов зона как бы выклинивается. Выклинивание (схождение надвигов) наблюдается в наиболее высоко гипсометрически расположенных участках, в частности в районе перевала Казнок. В результате схождения и расхождения надвигов, которые связаны чаще всего с уровнем эрозионного среза, образуется петельчатый (в виде отдельных четок) рисунок зоны.

Приведем описание двух "четок", которые в современной структуре соответствуют Зиддинской и Каракульской впадинам. Изучением геологического строения района занимались многие исследователи (М.М. Кухтиков, В.Л. Лаврусевич, А.П. Марковский, В.Р. Мартышев, А.И. Менакова, А.П. Недзвецкий, Д.А. Старшинин, В.П. Салтовская, Н.И. Черенков и др.), трудами которых выявлены главные особенности геологического строения района. Но работы перечисленных геологов были направлены преимущественно на решение литологических и стратиграфических задач и обычно не сопровождались изучением тектонической структуры. В последнее время нами получен новый фактический материал, позволяющий более обоснованно подойти к решению некоторых вопросов тектонического строения региона.

Тектоническая структура Зиддинской впадины

Осадочные толщи, выполняющие Зиддинскую котловину, формируют два структурных яруса: верхний образован отложениями юры–неогена, нижний – породами палеозойского возраста.

Нижний структурный ярус

В пределах Зиддинской впадины палеозойские породы выходят в эрозионном окне долины р. Зидды, вдоль южного борта впадины и вдоль долины р. Майхура.

Литостратиграфические комплексы. Наиболее низкие горизонты разреза палеозойских отложений Зиддинской впадины слагают глинистые сланцы с прослоями известняков, алевролитов и разнозернистых песчаников майхуринской свиты среднего–верхнего (?) карбона [Кухтиков, 1968; Черенков, 1973]. Толща четкослоистая с элементами флишевой ритмичности. Выше по разрезу залегают два комплекса отложений: глыбово-конгломератовый и известняковый.

Глыбово-конгломератовый комплекс. Представлен мощной (более 600 м) серией обломочных пород (песчаников, гравелитов, конгломератов, глыбовых брекчий), глинистых сланцев и известняков. С определенной долей условности комплекс может быть подразделен на три толщи: А, Б и В (рис. 4).

(А) – Толща (350 м) переслаивания серых и черных глинистых сланцев, алевролитов, песчаников с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов и известняков. Толща четкослоистая, слоистость тонкая и средняя. Нижние горизонты преимущественно алевроглинистые с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников, гравелитов, оползневых брекчий. В толще заключены пластины известняков, которые,

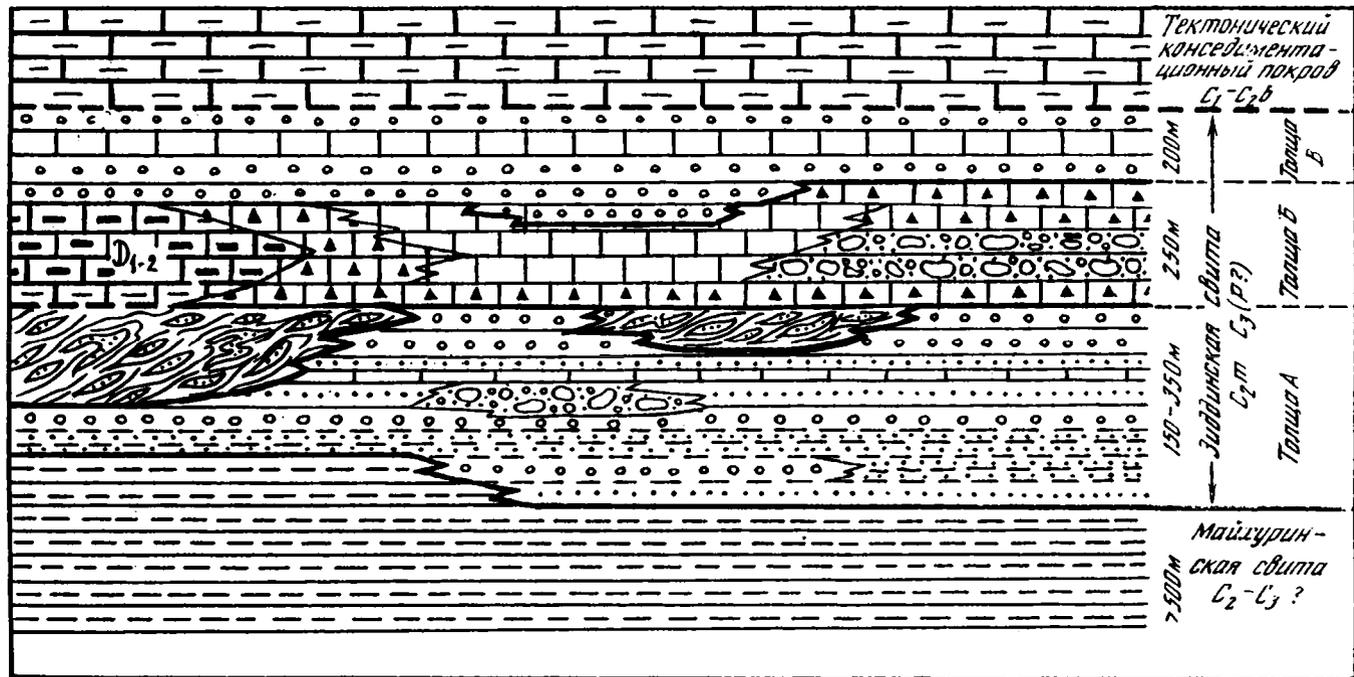


Рис. 4. Литостратиграфическая схема палеозойских отложений зиддинского эрозионного окна

1 — глинистые сланцы с прослоями известняков, алевролитов, песчаников; 2 — глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 — конгломераты; 4 — глыбовые конгломераты и конгломерато-брекчии; 5 — карбонатные глыбовые брекчии; 6 — оползневые горизонты песчано-глинистого состава; 7 — известняки (водорослевые, шламовые, пелитоморфные); 8-9 — известняки, слагающие крупные олистоплаки (конседиментационные покровы); 8 — ниже-среднедевонские, 9 — ниже-среднекаменноугольные; сплошные толстые линии — подошва конседиментационных покровов

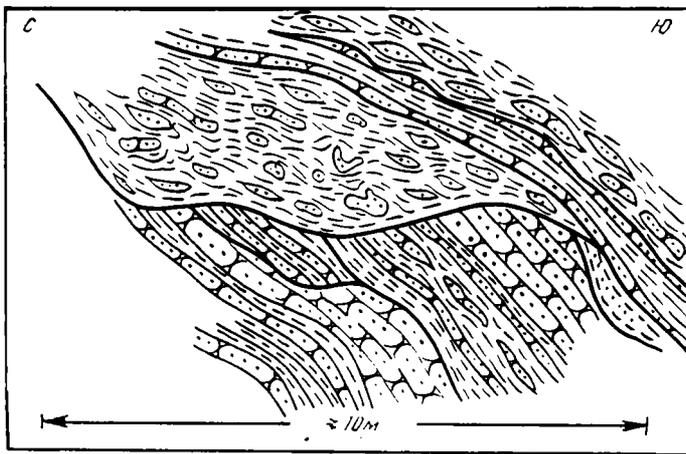


Рис. 5. Хаотические брекчии песчано-глинистого состава, "выпахивающие" каньоны в подстилающих слоистых отложениях. Состав цемента и обломков в брекчиях соответствует составу подстилающей песчано-глинистой толщи

судя по их взаимоотношениям с вмещающими отложениями (брекчированность нижней поверхности пластин, пространственная ассоциация с оползевыми брекчиями, выклинивания по падению и по простиранию, срезание подстилающих горизонтов), являются крупными олистоплаками, сползшими в бассейн в период накопления песчано-глинистых осадков. Вверх по разрезу материал становится более грубым и можно наблюдать регулярные прослои грубозернистых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Отмечены прослои водорослевых известняков. В песчаниках обилён раковинный и растительный детрит.

В пределах области распространения пород толщи А обнажается пачка песчано-глинистых образований хаотического облика: в бесструктурной основной массе расположены многочисленные обломки, отщепы и обрывки пластов песчаников, глинистые окатыши. Включения песчаников часто имеют линзовидную форму, закручены, развальцованы. Хаотичность строения подчеркивается наличием многочисленных мелких подворотов и складочек. Хаотические брекчии выпаживают подстилающие слои и захватывают их обрывки. Пачка эта представляет собой серию хаотически построенных тел, которые расслаиваются нормальнослоистыми отложениями, типичными для толщи в целом (рис. 5). По простиранию хаотические образования сменяются слоистыми отложениями. Общая мощность пачки хаотического строения 100–150 м, но отдельные тела имеют мощность 1–10 м. Их ориентировка и фациальное замещение слоистыми отложениями показывают, что перенос материала шел в широтном направлении, продольном относительно простирания зоны.

(Б) – Толща (250 м) грубослоистых и массивных глыбовых полимиктовых и монокристовых карбонатных брекчий и конгломератов, расслоенных малиново-красными и зеленовато-серыми песчаниками и гравелитами. Размер глыб и обломков варьирует от 1 до 10–30 см, отдельные глыбы имеют диаметр до 10–15 м. Сортировка материала и внутренняя слоистость в брекчиях отсутствуют, объемы включений и цемента непостоянны, окатанность самая различная, много совершенно не окатанных обломков. Характерно быстрое фациальное замещение пород различных типов.

(В) – Толща (200 м) серых средне- и грубослоистых кварц-полимиктовых разнозернистых песчаников, гравелитов, мелко- и среднегалечных конгломератов, пелитоморфных и шламовых водорослевых известняков.

Породы комплекса (толщи А, Б, В) были выделены А.П. Марковским в зиддинскую

свиту. В настоящее время отложения комплекса подразделены [Салтовская, 1961, 1963, 1969; Салтовская, Старшинин, Лаврусевич, 1974] на несколько свит: дарахтисурхскую ($C_2^2-C_3^3$), маргузорскую (C_1t-V_1), якарчинскую (C_1V_{2-3}), бачаульдинскую ($C_2bg_2-m_1$). В нашей схеме дарахтисурхская свита соответствует нижней части толщи А; якарчинская – верхней части толщи А, толщам Б и В; маргузорская – пачке хаотических песчано-глинистых пород толщи А; бачаульдинская в основном своем объеме – карбонатным брекчиям, песчаникам, конгломератам и известнякам, являющимся фацией толщ Б и В.

Можно видеть, что между выявленной последовательностью напластования толщ и их возрастными датировками, сделанными на основании находок ископаемой фауны, наблюдается резкое несоответствие, впервые подмеченное М.М. Кухтиковым [1968]. М.М. Кухтиков объяснил это явление переотложением фауны (и в глыбах и в отпрепарированном виде в цементе), столь свойственным процессам реседиментации при образовании обвальнo-оползневых толщ. Учитывая выявленные закономерности, с этим мнением, безусловно, нужно согласиться и, следуя методике изучения подобных отложений [Леонов, 1981; Соколов, 1977; Черенков, 1973; и др.], считать, что возраст отложений должен определяться на основании находок наиболее молодой ископаемой фауны, которая в данном случае отвечает нижнемосковскому подъярису среднего карбона [Кухтиков, 1968; Салтовская, 1963; Салтовская, Старшинин, Лаврусевич, 1974].

Известняковый комплекс. Карбонатные породы слагают массивы в устье Зиддинского ущелья и в среднем течении р. Зидды по правому и левому бортам долины.

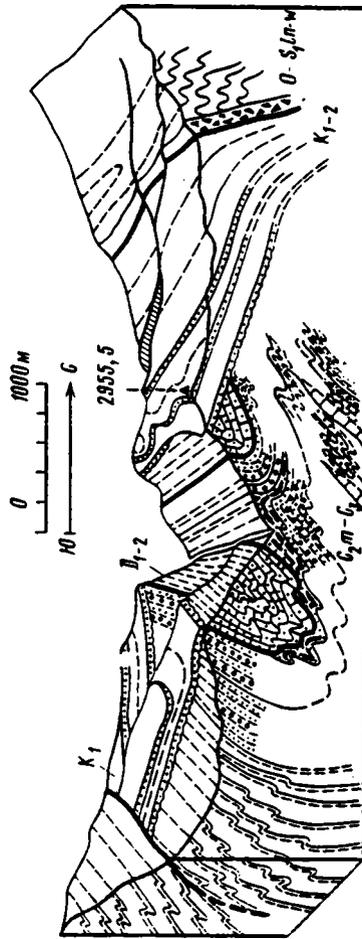
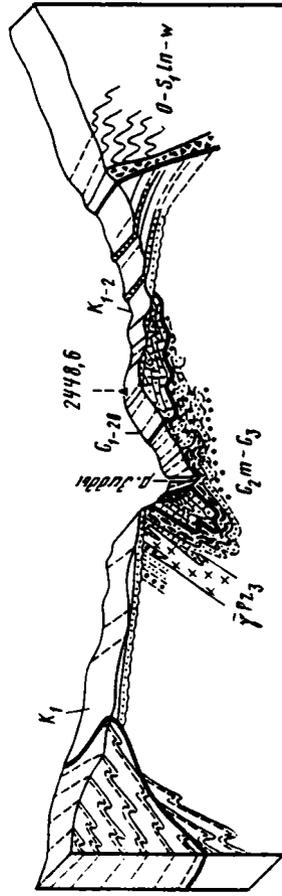
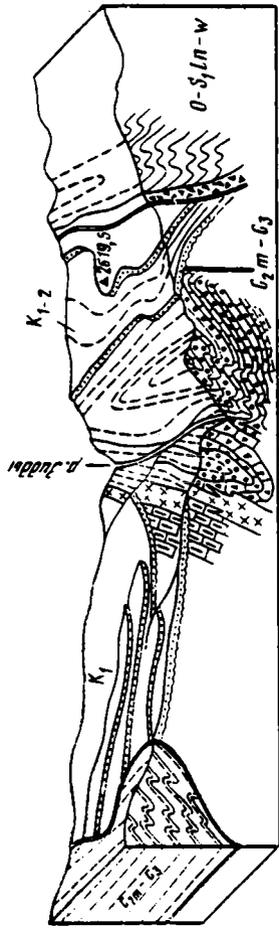
Толщи карбонатных отложений в приустьевой части ущелья представляют собой переслаивание карбонатных брекчий, карбонатных песчаников, известняков, конгломератов, которые являются фаціальными аналогами верхних горизонтов глыбово-конгломератового комплекса. Массивы в среднем течении реки имеют самостоятельное тектоническое значение и не являются членами описанного выше стратиграфического разреза.

Один из таких массивов, что на левому борту долины, сложен серыми тонко- и толстослоистыми органогенно-детритусовыми и криноидными известняками с желваками кремней (магианская свита). Находки ископаемой фауны [Салтовская, Старшинин, Лаврусевич, 1974] свидетельствуют о ниже-среднедевонском возрасте отложений. Другой массив протягивается в верхней части правого борта долины. Он сложен белыми и розовыми оолитовыми и органогенными известняками, которые вверх по разрезу сменяются серыми тонкослоистыми известняками с желваками и линзами кремней (сангальтская и снеженская свиты). Разнообразная фауна дает основание отнести породы этого выхода к намюрскому ярусу нижнего и ниже-башкирскому подъярису среднего карбона [Там же].

Тектоническая структура. Общие закономерности тектонического строения палеозойских отложений видны из рис. 6 и не нуждаются в подробном комментарии. Отмечу лишь главные особенности, определяющие тектонический стиль палеозойских образований.

Рис. 6. Тектоническая структура Зиддинской котловины (центральная часть)

1 – доломиты, известняки, зеленые сланцы Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) зоны; 2 – глинистые сланцы, песчаники (майхурийская свита); 3 – глинистые сланцы, песчаники, прослой оползневых брекчий; 4 – глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 5 – песчаники, конгломераты; 6 – глинисто-песчаные толщ хаотического строения; 7 – карбонатные брекчии; 8 – прослой пелитоморфных, шламовых и водорослевых известняков; 9 – пластины известняков в толще песчаников и глинистых сланцев; 10 – мраморы неясного возраста; 11 – известняки девона и нижнего карбона (конседиментационные покровы в ядрах синформ); 12 – трансгрессивное залегание мезозойских отложений, маркирующие горизонты; 13 – гранодиориты, диориты; 14 – зона тектонического дробления; 15 – тектонические границы (надвиги, прочие разломы)



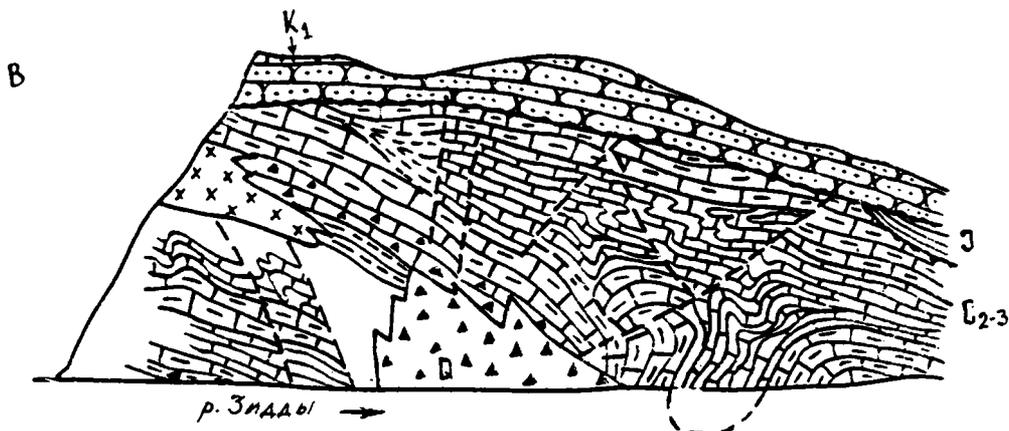


Рис. 7. Дисгармоничные складки в тонкослоистых карбонатных породах палеозоя. Сложноскладчатый комплекс палеозойских отложений трансгрессивно перекрыт углисто-глинистыми отложениями юры и красноцветными песчаниками нижнего мела

1. Структура палеозойских отложений в генеральном плане представляет собой крупную синклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. С юга на палеозойские толщи тектонически надвинуты граниты Центрально-Гиссарского батолита и палеозойские породы Гиссарской зоны. С севера отложения Зиддинской котловины ограничены поверхностью надвига Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) зоны. Из южного запрокинутого крыла мегасинклинали развивается надвиг, по которому наиболее нижние горизонты разреза палеозойских образований Зиддинской зоны перекрывают мезозойские отложения.

2. Мегасинклиналь осложнена двумя асимметричными синклинальными складками второго порядка. Синклинали разделены сильно сжатой гребневидной антиклиналью. Оси складок ориентированы в направлении ЭСЗ–ВЮВ несколько косо относительно генерального простирания структуры, падение осевых плоскостей ЮЮЗ 60–70°.

3. Крупные складки осложнены более мелкими либо приуроченными к замкам крупных пликативных структур, либо осложняющими напластование тонкослоистых песчано-глинистых и карбонатных пород (рис. 7).

4. Ядра синклинальных складок слагают описанные выше известняки девона и карбона, т.е. породы более древнего, чем подстилающие их толщи, возраста. Следовательно, карбонатные массивы залегают на средне-верхнекаменноугольных (возможно, и нижнепермских) глыбово-конгломератовых отложениях тектонически и являются покровными пластинами, а синклинальные складки второго порядка представляют собой синформы.

Верхний структурный ярус

Мезозойские отложения залегают на сложноскладчатых породах палеозоя с резким (до 90°) угловым несогласием. Разрез мезозоя начинается с угленосной толщи нижней-средней юры. Юрские отложения выполняют отдельные впадины предмезозойского рельефа, и на их размытой поверхности с небольшим угловым и стратиграфическим несогласием ложатся отложения нижнего мела. Меловые, палеоценовые и эоценовые отложения образуют непрерывный разрез пестроцветных пород общей

мощностью около 650 м. По данным С.К. Овчинникова, последовательность напластования снизу вверх по разрезу такова:

- 1) чередование песчаников и глин с подчиненными прослоями конгломератов (неоком–апт);
- 2) серые известняки, переходящие вверх по разрезу в зеленые глины (альб);
- 3) чередование серых песчаников и красных глин с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов и песчанистых известняков в верхней части (альб);
- 4) песчанистые известняки, к западу замещающиеся мелкогалечными конгломератами с карбонатным цементом (сеноман);
- 5) серо-зеленые песчаники, переслаивающиеся с известняками и прослоями красных глин и конгломератов (сеноман);
- 6) чередование зеленовато-серых тонкозернистых песчаников и глин с песчанистыми известняками (турон);
- 7) песчанистые известняки и серо-зеленые песчаники, переслаивающиеся с зелеными и красными глинами. В средней части пачки – гипсы и гипсоносные глины (сенон);
- 8) чередование белых гипсов с красными и зелеными глинами (сенон);
- 9) белые массивные известняки с рудистами (сенон);
- 10) зеленые глины в основании пачки, выше гипсы (датский ярус);
- 11) известняки (бухарский ярус);
- 12) синевато-белые мергели и тонкослоистые песчанистые глины (сузакский ярус);
- 13) тонкослоистые известняки с пластом серых глин и прослоями ракушечника (алайский ярус);
- 14) серо-зеленые известковистые глины (туркестанский ярус).

Слои 11–14 относятся к палеоцену–эоцену.

Выше по разрезу залегает мощная (до 400 м) толща кирпично-красных песчаников, глин и конгломератов олигоцена–миоцена.

Тектоническая структура мезозойских и кайнозойских отложений довольно простая и представляет собой в центральной части котловины полого падающую к югу моноклираль. В восточной части района намечается слабовыраженный антиклинальный перегиб. На фоне общего моноклиального залегания отмечается ряд деформационных особенностей, усложняющих структуру мезозойских и кайнозойских отложений Зиддинской впадины. Так, в узкой приразломной зоне вдоль северного обрамления впадины наблюдается увеличение углов падения (до 60–70°) молодых толщ, возникают крупноамплитудные складки, разрез подвергается тектоническому расчешуиванию. В горизонтах гипсов наблюдаются структуры, свидетельствующие об их пластическом течении, образуются пологие плоскости срыва. Происходит брекчирование глин с последующей минерализацией в виде сети мелких жил вторичного гипса. Мощная песчано-конгломератовая толща олигоцена–миоцена в зоне, прилегающей к северному надвигу, смята в крупные асимметричные складки. Наибольшее усложнение структуры мезозойско-кайнозойских толщ наблюдается в районах западного и восточного замыканий впадины, там, где сходятся южный и северный разломы, ограничивающие область распространения молодых отложений. В этих районах отложения мезозой и кайнозоя вздернуты, имеют практически вертикальное залегание, местами запрокинуты.

Таковы наиболее общие закономерности строения разреза и структуры палеозойских и мезозойских отложений Зиддинской впадины. При движении в западном и восточном направлении надвиги, ограничивающие Зиддинскую впадину, сходятся и образуют единую структурную линию с субвертикальным положением плоскости разлома. Образуются структуры тектонического сшивания [Лукьянов, 1987а]. На западном продолжении Каракуль-Зиддинской зоны ограничивающие ее разрывы сливаются в районе коленообразного изгиба Гиссарского хребта у перевала Казнок; затем разрывы расходятся, и формируется следующая впадина – Каракульская.

Тектоническая структура Каракульской впадины

Протяженность впадины составляет несколько десятков километров при максимальной ширине в 5–7 км. Рассмотрим строение Каракульской впадины в бассейне р. Сарытаг (рис. 8).

В поперечном сечении в изученном районе могут быть выделены четыре тектонических элемента, различающиеся внутренней структурой и набором выполняющих их формаций. С юга на север выделяются:

1) зона развития гранитоидов Гиссарского плутона и обрамляющих его отложений нижнего–среднего палеозоя (Гиссарская зона);

2) зона развития верхнепалеозойского флиша и мезозойско-кайнозойских отложений (Каракуль-Зиддинская зона);

3) зона развития карбонатных отложений верхнего силура–карбона (Хазрет-Дукдонская зона);

4) зона развития полифациальных отложений ордовика–карбона и метаморфических сланцев (Зеравшано-Гиссарская зона).

Сочленение всех структурно-формационных элементов происходит по крупным надвигам. Центральную часть района (собственно Каракульскую впадину) выполняют отложения верхнепалеозойского флиша ($C_2m_2-C_3$) [Черенков, 1973] и мезозойско-кайнозойские (K_1-N) пестроцветные отложения. Флишевые толщи смяты в сложную систему мелких, сильно сжатых, зачастую изоклиальных складок, образующих веерную (раскрытую книгу) структуру. В южной и северной частях области распространения флиша, в принадвиговых зонах породы раздроблены, развальцованы, пласты песчаников будинированы, разорваны. Флиш превращен в тектоническую смесь (осадочный меланж).

Своеобразным элементом внутренней части Каракульской впадины являются линзы и пластины известняков, залегающие внутри флишевых отложений. Линзы и пластины при толщине 50–150 м имеют протяженность в несколько сот метров, иногда до нескольких километров. Они вытянуты по простиранию вмещающих их флишевых толщ. Известняки в отдельных пластинах имеют различный возраст: средний и верхний девон, нижний карбон. В пределах изученного района контакты пластин с терригенным флишем повсеместно тектонические. Флишевые толщи вблизи контактов с известняковыми пластинами интенсивно тектонизированы: пласты песчаников разорваны, изогнуты, будинированы и перемешаны с рассланцованным глинистым матриксом. Внутренняя структура известняков и контакты пластин дисгармоничны относительно сложноскладчатой и меланжированной структуры вмещающих флишевых отложений. Пластины как бы протыкают флишевые толщи. В более западных районах, в бассейне р. Каракуль описаны нормальные стратиграфические взаимоотношения среднекарбонных известняков и флишевых образований [Черенков, 1973], что позволяет считать карбонатные и флишевые толщи членами первоначально единого разреза.

На флише залегает тектонический покров карбонатных отложений Хазрет-Дукдонской зоны. Эти карбонатные массивы занимают ту же структурную позицию, что и покровные пластины известняков бассейна р. Зидды, и выделение Хазрет-Дукдонской зоны в современной структуре Южного Тянь-Шаня достаточно условно. Тем более, что в пределах Хазрет-Дукдонской зоны известняки верхнего силура–карбона надстраиваются верхнепалеозойским флишем, распространенным в пределах собственно Каракуль-Зиддинской зоны. Таким образом, в пределах района сложноскладчатые, частично меланжированные и тектонически расчешуенные породы палеозоя слагают нижний структурный этаж Каракуль-Зиддинской зоны.

Верхний структурный этаж сложен нижнемеловыми-миоценовыми отложениями, которые, так же как и в бассейне р. Зидды, залегают на палеозойских образованиях с

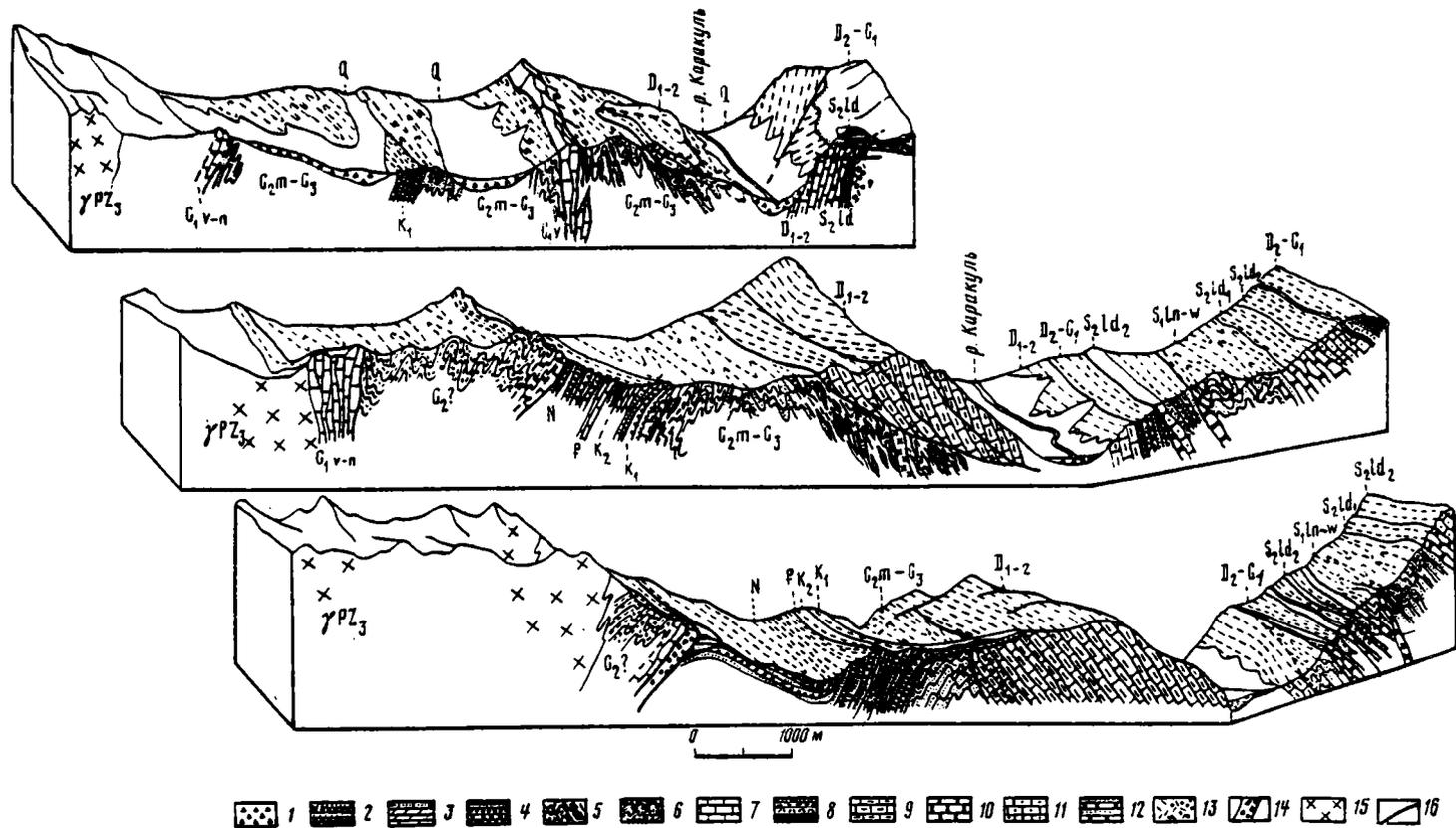


Рис. 8. Тектоническая структура Каракульской впадины

1 - четвертичные отложения; 2 - песчаники, конгломераты (миоцен); 3 - мергели, глины, песчаные известняки (палеоген-верхний мел); 4 - конгломераты, песчаники, глины (нижний мел); 5 - верхнепалеозойский флиш; 6 - глинистые сланцы, песчаники (средний? карбон); 7 - известняки (нижний карбон); 8 - кремни, туффиты, глинистые сланцы, песчаники (средний девон-нижний карбон); 9 - известняки (девон); 10 - известняки, доломиты (нижний лудлов); 11 - известняки (верхний лудлов); 12 - кварциты, доломиты (лландовери-венлок); 13 - туфобрекчии (нижний силур?); 14 - зоны тектонического дробления; 15 - граниты, гранодиориты; 16 - разломы

размывом и резким угловым несогласием. Разрез мезозойских и кайнозойских пород в данном районе в принципе сходен с разрезом Зиддинской котловины, однако юрские угленосные толщи в пределах Каракульской впадины отсутствуют.

Структура мезозойско-кайнозойского чехла относительно проста. На севере нижнемеловые красноцветные песчаники и конгломераты с глыбовыми брекчиями в основании полого, почти горизонтально, перекрывают поверхность выравнивания. Южнее породы мезозоя и олигоцена—миоцена образуют резкий коленообразный перегиб, являющийся северным крылом крупной асимметричной синклинали складки, южнее переходящий в антиклиналь. Южное крыло антиклинали срезано поверхностью Южно-Гиссарского надвига. Западнее этот разрез срезает и южное крыло синклинали; сохраняется лишь моноклиналь редуцированного северного крыла синклинального перегиба. Внутренние более мелкие деформации пород мезозоя и кайнозоя практически отсутствуют.

С юга область распространения флишевых отложений и образований мезозоя—кайнозоя ограничена Южно-Гиссарским разломом, по которому в северном направлении надвинуты граниты Центрально-Гиссарского батолита и оконтуривающие их породы разреза Гиссарской зоны. Надвиг выражен зоной тектонических брекчий, мощность которых по простиранию меняется от 0 до 100 м; в ряде мест разрыв представлен единой плоскостью. В этом случае в породах четко фиксируются структуры пластического течения. Наклон плоскости разрыва в разных местах различен и изменяется от 30 до 80°. Интересно отметить, что если в Зиддинской впадине наиболее низкие горизонты разреза (майхуринская свита) оказываются севернее надвига и входят в состав Каракуль-Зиддинской зоны, то в пределах Каракульской впадины аналоги этих толщ (муринская свита) расположены южнее Южно-Гиссарского надвига, за пределами собственно Каракуль-Зиддинской зоны.

С севера образования Каракуль-Зиддинской и Хазрет-Дукдонской зон также по надвигу граничат с полифациальными частично метаморфизованными разрезами палеозоя Зеравшано-Гиссарской зоны (на рассматриваемом пересечении с породами Ганза-Чимтаргинского массива). Зона надвига представляет собой серию разрывов, разграничивающих тонкие тектонические чешуи. Разрывы то сходятся в единую линию, то расходятся, образуя сложный петельчатый рисунок. В верхних частях разрывы крутые (50—70°), но с глубиной они выполаживаются (до 30—40°).

Таковы тектоническая структура и последовательности напластования пород в пределах узкой, прерывистой, ограниченной сходящимися и расходящимися надвигами зоны, которая отделяет друг от друга два крупных структурно-формационных элемента Южного Тянь-Шаня: Зеравшано-Гиссарскую и Гиссарскую зоны.

Подведем некоторые итоги, касающиеся формирования палеозойских толщ Каракуль-Зиддинской зоны. Как можно было видеть из описания последовательности напластования отложений палеозоя, снизу вверх по разрезу происходит поглубление материала и видоизменяется его облик. Нижние горизонты палеозойских образований Зиддинской и Каракульской впадин сложены флишевыми или сходными с ними песчано-глинистыми образованиями. Флишеидные толщи содержат отдельные прослои мелкогалечных конгломератов и брекчий, включают в себя изолированные пластины известняков более древнего, чем вмещающая масса, возраста. В более высоких горизонтах разреза Зиддинской впадины количество грубого материала увеличивается, в массовом количестве появляются грубые конгломераты, но основную массу составляют глыбовые брекчии хаотического строения. Толща приобретает хаотический, гетерогенный облик.

Вверх по разрезу хаотичность строения убывает, брекчии приобретают подчиненное значение, главное место в строении отложений палеозоя занимают грубослоистые конгломераты с хорошо окатанной галькой, расслоенные горизонтами песчаников и известняков. Таким образом, трехчленное строение палеозойских образований доли-

ны р. Зидды и смежных районов отражает определенную направленность изменения условий седиментации.

На начальных этапах формируется флишеидная толща с телами оползневых брекчий и крупными оползневыми пластинами (олистоплаками). Затем в бассейн седиментации поступает огромное количество грубого материала, возникновение которого, по всей вероятности, связано с разрушением тектонических покровов, продвигающихся в бассейн седиментации. Это подтверждают наличие крупных покровных пластин девонских и карбоновых известняков, перекрывающих глыбовый комплекс, и пространственная ассоциация мономиктовых карбонатных брекчий с известняковыми пластинами. На заключительных этапах формируется молассовый комплекс отложений (хорошо окатанные конгломераты, известняки), содержащий тела обвальнo-оползневых брекчий хаотического строения.

На мезозойско-кайнозойском этапе в пределах зоны формируются мелководные морские и лагунные отложения (мел-эоцен), а также красноцветные континентальные (нижний мел и олигоцен-миоцен).

Формирование тектонического плана Каракуль-Зиддинской зоны, как показывают морфология и ориентация структур, шло в условиях внешнего (по отношению к отложениям зоны) поперечного сжатия, обусловленного движением масс в областях, образующих раму.

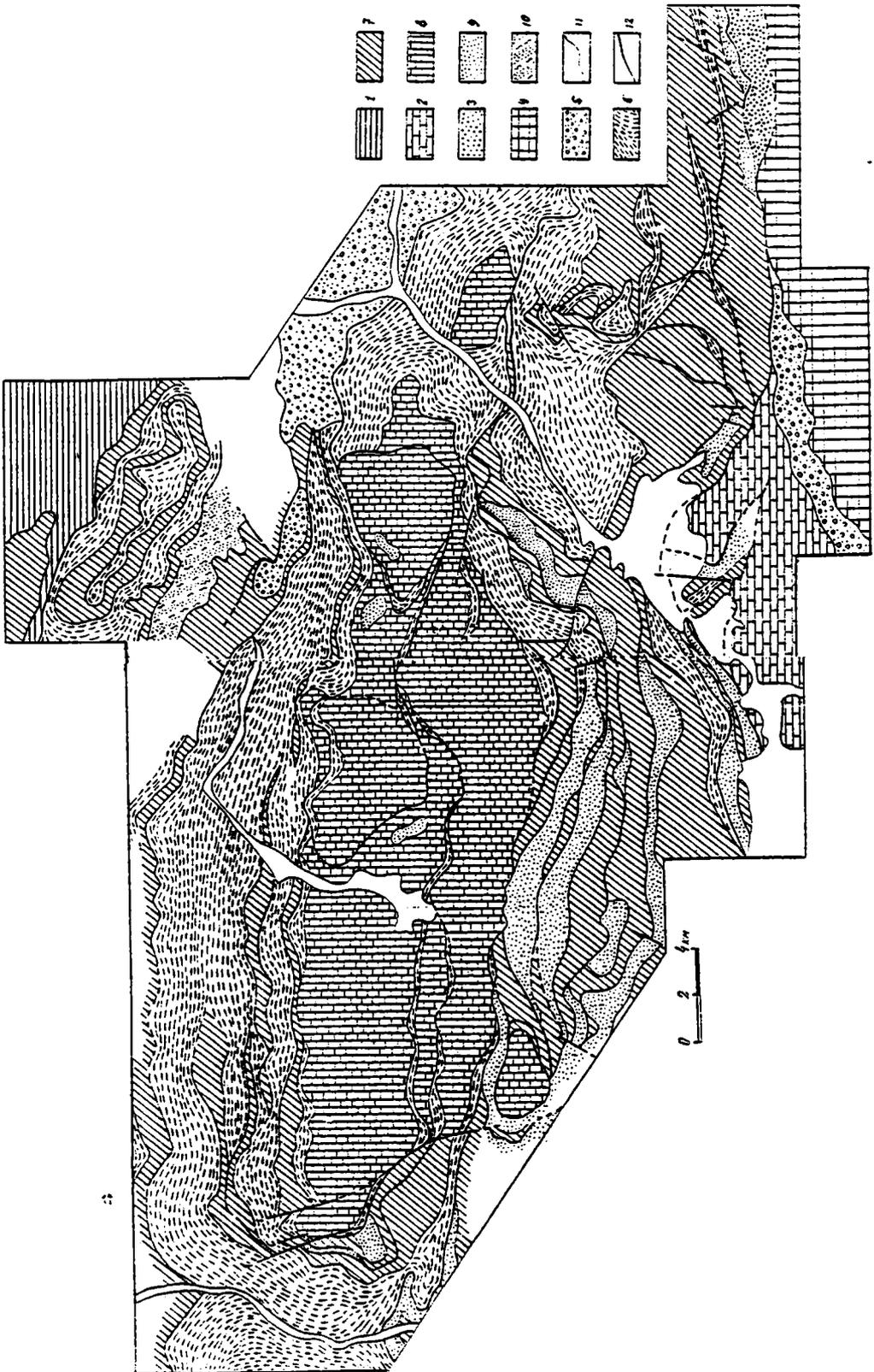
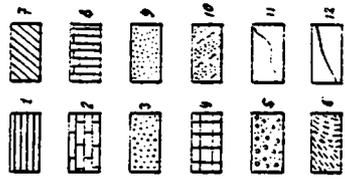
Интенсивное сжатие палеозойских толщ Каракуль-Зиддинской впадины находит объяснение с позиции общего сокращения пространства в пределах всей складчатой области Южного Тянь-Шаня [Буртман, 1976; Кухтиков, 1968; Поршняков, 1973; Леонов, 1988; и др.], основной этап которого приходится на поздний палеозой. К концу палеозоя Каракуль-Зиддинская сутура была уже сформирована, и возникла она на месте длительно развивающегося морского бассейна с флишевой седиментацией.

Сокращение пространства в конце палеозойского этапа оценить трудно, но, учитывая данные о ширине зон флишевого осадконакопления в современных и древних бассейнах [Леонов, 1971, 1972] и отсутствие в пределах Каракуль-Зиддинской зоны флиша реальных следов поперечного сноса (продольные каньоны фиксированы), можно предположить, что ширина первоначального флишевого бассейна должна была быть не менее 50–100 км. Во всяком случае, ясно одно – поперечное сокращение пространства, которое занимал бассейн флишевой седиментации, достаточно велико в сравнении с современной шириной Каракуль-Зиддинской зоны.

В новейшее время, судя по фаціальным особенностям мезозойских и кайнозойских отложений и их относительно простой внутренней структуре и малоамплитудным надвигам (видимые перекрытия мезозойско-кайнозойских толщ не превышают первых километров), поперечное сокращение пространства едва ли должно превышать первые десятки километров для всего Южного Тянь-Шаня.

Действительно, мезозойские и кайнозойские отложения внутренних частей Каракуль-Зиддинской зоны (как и других молодых впадин Южного Тянь-Шаня) практически не затронуты тектоническими деформациями, и общий характер залегания чехла показывает, что формирование его структуры связано с тектоническими напряжениями, возникающими в зонах надвигов, ограничивающих впадины с бортов. Происходит как бы задавливание и погружение молодых толщ надвигающимися на них с юга и с севера сложнодислоцированными образованиями палеозоя соседних зон.

В то же время для того, чтобы понять механизм формирования современной структуры Каракуль-Зиддинской зоны, необходимо обратить внимание на две особенности: 1) области современных впадин и впадины, выполненные отложениями мезозоя и кайнозоя, пространственно наследуют позднепалеозойские флишевые прогибы (зоны флишенакпления); 2) при значительном размахе на современном этапе вертикальных движений горизонтальное сжатие, выраженное в структуре молодых



толщ, невелико и приводит к деформации только краевых частей впадин, не затрагивая сколько-нибудь серьезным образом их центральные области.

Эти две особенности заставляют, наряду с общим субмеридиональным сжатием всей системы Южного Тянь-Шаня, искать механизмы формирования тектонических структур, которые локально проявляются в альпийское время и приводят к деформации горных пород лишь в прибортовых частях зоны. Современные данные показывают, что задавливание впадин с юга связано, возможно, с перетеканием магматических масс и формированием Центрально-Гиссарского батолита в позднем палеозое [Баратов, Шукин, 1981], а также с гравитационным разваливанием гранитного массива на новейшем этапе. При этом нужно подчеркнуть, что оба механизма действовали на фоне общего поперечного сокращения пространства, которое реализовалось, в частности, в виде формирования пластических сдвигов в шовных зонах. Подтверждением сдвиговых перемещений могут служить косая ориентировка осей складчатых структур относительно разрывов, ограничивающих Каракуль-Зиддинскую зону, и пластическое растяжение с максимальным удлинением вдоль простирания зоны, фиксируемое в пластах конгломератов на правом борту долины р. Зидды, чуть южнее одноименного кишлака. Что касается задавливания Каракуль-Зиддинской впадины с севера, то тут действовал механизм пластического расползания расположенного к северу от Каракуль-Зиддинской зоны приподнятого блока Ганза-Чимтаргинского массива в условиях гравитационной неустойчивости горных масс [Леонов, 1988].

Таким образом, формирование современной структуры Каракуль-Зиддинской зоны связано с несколькими причинами: 1) с общим горизонтальным субмеридиональным сокращением пространства, которое особенно отчетливо проявилось на палеозойском этапе развития; 2) с подъемом (оттоком из области прогибания) материала при внедрении Центрально-Гиссарского батолита; 3) с пластическим растеканием пород Ганза-Чимтаргинского блока и Ягнобской зоны в целом в условиях гравитационной неустойчивости горных масс. Именно сложная интерференция различных механизмов структурообразования и привела к оформлению современной структуры Каракуль-Зиддинской зоны и образованию тектонической сутуры, являющейся границей двух крупных структурно-формационных зон.

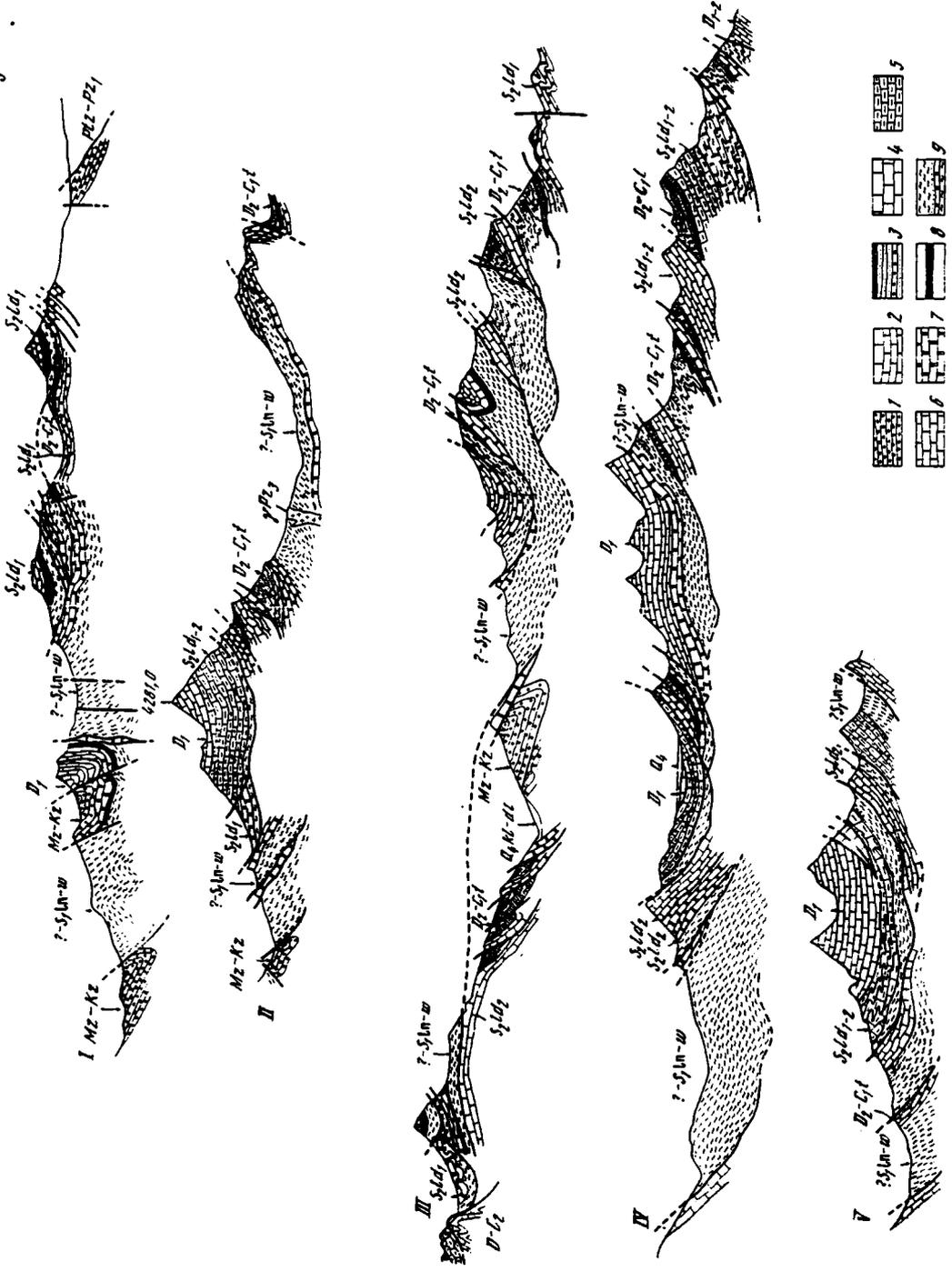
ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКИЙ МАССИВ

Ганза-Чимтаргинский массив является составной частью Зеравшано-Гиссарской зоны, расположенной непосредственно к северу от рассмотренной ранее Каракуль-Зиддинской. Синтез современных представлений о литостратиграфическом расчленении разреза, тектонической структуре и истории развития этого региона содержится в монографии автора [Леонов, 1988], потому здесь будут приведены лишь основные данные о закономерностях строения и истории развития района (см. рис. 9, 10).

В строении Ганза-Чимтаргинского массива принимают участие в основном палеозойские образования. Наличие более древних отложений (докембрийских) достаточ-

Рис. 9. Структурно-формационная схема Ганза-Чимтаргинского массива

1 — отложения Зеравшанской структурно-формационной зоны; 2 — отложения Хазрет-Дукдонской структурно-формационной зоны; 3 — верхнепалеозойский флиш Каракуль-Зиддинской формационной зоны; 4 — граниты и другие породы Гиссарской структурно-формационной зоны; 5 — мезозойские и кайнозойские отложения Каракуль-Зиддинской зоны; 6–10 — отложения Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны: 6 — породы нижнего литостратиграфического комплекса (метаморфизованные в фации зеленых сланцев вулканиты, песчаники, глинистые сланцы, кремни), 7 — породы среднего литостратиграфического комплекса с редуцированными (как правило, отсутствуют девонские отложения) разрезами; 8 — породы среднего литостратиграфического комплекса полного типа разрезов, 9–10 — породы верхнего литостратиграфического комплекса — кремни и песчано-сланцевые отложения (9 — неметаморфизованные, 10 — метаморфизованные в фации зеленых сланцев); 11 — стратиграфические границы; 12 — тектонические границы



но проблематично, а более молодые (мезозойско-кайнозойские) приурочены к отдельным впадинам и не определяют характера геологического строения района. Изучением разреза палеозойских отложений, слагающих территорию Ганза-Чимтаргинского массива и сопредельных территорий, занимались: П.Д. Виноградов, А.И. Ким, М.М. Кухтиков, А.И. Лаврусевич, В.Л. Лелещус, В.Р. Мартышев, З.З. Муфтиев, А.М. Обут, А.С. Шадчиев, В.Д. Салтовская, Д.А. Старшинин, Н.С. Трошин, В.Н. Шванов, Г.В. Федоров и др. Их данные наряду с наблюдениями автора [Леонов, 1988] использованы при дальнейшем описании.

Стратиграфический разрез отложений, слагающих Ганза-Чимтаргинский массив, представлен мощной (более 5 км) серией параллельно пластующихся осадков без явно выраженных следов перерывов и несогласий. Это свидетельствует о непрерывном осадконакоплении по крайней мере с середины ордовика до середины карбона. Разрез имеет четко выраженное трехчленное строение. Выделяются следующие литостратиграфические комплексы: нижний (рифей-венлокский ярус нижнего силура); средний (лудловский ярус верхнего силура-эйфельский ярус среднего девона); верхний (нижний девон-верхний? палеозой).

Граница среднего и верхнего литостратиграфических комплексов скользит по разрезу от нижнего девона до рубежа эйфельского и живетского ярусов среднего девона.

Каждый литостратиграфический комплекс характеризуется определенным набором пород и внутренним формационным единством при значительной фациальной изменчивости отложений. Трехчленное строение разреза отражает последовательную смену режима осадконакопления: формирование вулканогенно-терригенно-кремнистых отложений на раннем этапе (рифей?-ранний силур), мощное карбонатакопление на позднесилурийском раннедевонском этапе и образование кремнистых и терригенных толщ на заключительном этапе (средний девон-поздний? палеозой).

Палеогеографические условия формирования отложений Ганза-Чимтаргинского массива

Ранний этап (рифей?-ранний силур). Отложения этого возрастного интервала характеризуются двумя особенностями: широкое развитие вулканических образований и значительная фациальная неоднородность.

Вулканические породы представлены базальтоидами, средними кислыми эффузивами щелочного ряда. Метаэффузивы распределены по разрезу и по площади неравномерно. В пределах Ганза-Чимтаргинского района основные вулканы либо приурочены к самым низким горизонтам доступного наблюдения разреза, либо, напротив, расположены в верхней части разреза.

Верхние метавулканыты, по данным Г.В. Федорова [1982], образуют сплошной пояс, оконтуривающий Ганза-Чимтаргинский массив и разместившийся восточнее Магрибский горный узел, формируя две четкообразные линзы.

Вулканыты более низких горизонтов залегают в виде отдельных линзообразных тел, от которых до настоящего времени сохранились лишь реликты среди мощных

Рис. 10. Геологические профили через Ганза-Чимтаргинский массив

1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — нерасчлененные палеозойские отложения; 3 — кремнистые и терригенные отложения верхнего литостратиграфического комплекса (акбасайская и пушневатская свиты); 4-7 — отложения среднего литостратиграфического комплекса: 4 — известняки нижнего-среднего девона, 5 — известняки верхнего силура (нерасчлененные), 6 — известняки верхнего лудлова, 7 — известняки и доломиты нижнего лудлова; 8-9 — образования нижнего литостратиграфического комплекса: 8 — фавозитовый горизонт; 9 — метаморфизованные вулканогенно-терригенные породы, доломиты, известняки

толщ зеленых сланцев. Но в более восточных районах metabазальты, залегающие в основании нижнего комплекса, слагают обширные и мощные поля (горифская серия) и ассоциируют с телами серпентинизированных ультрабазитов [Минаев, 1978; Шванов, 1983]. Базальтоиды по химическому составу близки или тождественны толеитовым океаническим базальтам и базальтам подводных океанических гор [Федоров, 1982]. Судя по химизму и ассоциации с телами ультрабазитов, хотя редкими и небольшими; вулканические толщ формировались на коре, сходной с корой современных океанов.

Вверх по разрезу толеитовые базальты сменяются средними и кислыми эффузивами щелочного ряда и их туфами. Имеются указания [Федоров, 1982; Шванов, 1983] на определенную смену вулканизма во времени от основного к щелочному – андезитобазальтовому, дацитовому и риолитовому. Тип вулканизма и его эволюция во времени сходны с таковыми островных дуг, заложившихся на океаническом фундаменте [Шванов, 1983].

Вулканические постройки возникали частично на базальтово-ультрабазитовом основании, частично подстилались накопившимися ранее кремнистыми и тонкозернистыми песчано-пелитовыми осадками. Эти постройки формировали положительные формы рельефа, возможно, не только подводные, но и надводные, так как, по-видимому, именно с их размывом связано формирование комплекса терригенных осадков ягнобской серии. Происхождение этих толщ за счет местного размыва подтверждается [Шванов, 1983] их принадлежностью к аркозо-граувакковому типу, высоким содержанием щелочей (с преобладанием натрия), глинозема и кремнезема, а также пестротой геохимических ассоциаций.

Тонкий состав отложений (пелиты, алевроиты, тонкозернистые песчаники) и присутствие кремнистых образований свидетельствуют о достаточной глубоководности осадков или, во всяком случае, о значительной удаленности от обширной суши. Их пестрый фациальный состав, быстрое замещение вулканических образований терригенными и кремнистыми также свидетельствуют о существовании расчлененного рельефа, где в непосредственной близости от вулканических поднятий располагались глубоководные участки, в которых происходило отложение кремнистых и пелитовых осадков и в которые с прилегающих вулканических поднятий поступали массы тонкозернистого материала аркозо-грауваккового типа.

Несколько особняка в ряду отложений нижнего литостратиграфического комплекса стоит мокшеватская свита, сложенная мощной толщей глубоко дифференцированных и интенсивно переработанных в зоне седиментации осадков. Литология пород мокшеватской свиты изучена В.Н. Швановым [1983], по данным которого отложения свиты первично были представлены почти чисто кварцевыми песчаниками с незначительной примесью обломков и зерен кремнистых пород, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и эффузивных пород. В песчаниках отсутствует градационная слоистость, зерна хорошо окатаны, материал хорошо отсортирован по гранулометрическому составу. Мощность пластов песчаников в мокшеватской свите составляет обычно 50–100 см, но может достигать и 2 м. Все эти признаки приводят В.Н. Шванова к выводу, что отложения мокшеватской свиты сформировались на шельфовом мелководье, на окраине области с корой континентального типа. Однако нужно обратить внимание на тот факт, что отложения мокшеватской свиты очень быстро в поперечном направлении замещаются осадками аркозо-грауваккового типа и вулканиками. Мощность отложений мокшеватской свиты на очень коротком расстоянии изменяется от 100 до 700–800 м. Такая пространственная и фациальная позиция высокодифференцированных кварцевых песчаников свидетельствует скорее о том, что эти отложения фиксируют положение конусов выноса крупных подводных каньонов, прорезающих склон расположенного южнее Таджикского континентального блока.

Песчаные кварцевые отложения заполняли депрессии, расположенные между вулканическими поднятиями подводного (частично, возможно, надводного) хребта.

Таким образом, на ранних этапах развития в пределах описываемой территории в период с рифея (?) до середины ордовика, а местами и до лландоверий-венлока, существовал достаточно глубоководный бассейн с корой океанического типа, в пределах которого располагалась линейная вытянутая цепь подводных и выходящих на дневную поверхность вулканических гор. В дальнейшем в пределах зоны начали формироваться карбонатные отложения, которые представляются двумя типами пород.

Первый тип отложений – это тонкослоистые пелитоморфные известняки. Они распространены нешироко и замещают по простиранию терригенные толщи, как, например, в верховьях сая Казнок (долина р. Майхура). Второй тип карбонатных пород, который появляется на определенном стратиграфическом уровне (лландоверийский ярус нижнего силура, местами верхний ордовик), характеризуется массивными или слоистыми известняками и доломитами (доломитизированными известняками). Известняки и доломиты имеют брекчиевидную текстуру, часто сложены многочисленными мелкими обломками карбонатного материала, имеющего неправильную лепешкообразную форму, а также обильным раковинным детритом: обломками брахиопод, кораллов, морских лилий и пр. Часто встречаются карбонатные пласты и линзы, нацело сложенные кораллами и окруженные со всех сторон карбонатными брекчиями и терригенными породами.

Эти линзы и пласты, по всей вероятности, маркируют отдельные рифовые банки и массивы, формирующиеся в мелководных условиях, о чем свидетельствует состав макрофауны (кораллы, брахиоподы). По простиранию рифогенные известняки сменяются толщами терригенного состава (чаще всего кварцевыми песчаниками мокшеватского типа) или вулканогенно-терригенными отложениями.

Судя по составу песчаников и присутствию эффузивов разнообразного состава (от базальтоидов до андезитов-дацитов), режим области в это время меняется, и начинает явственно чувствоваться влияние континента (большое количество кварцевого материала и окисление вулканизма). Но это только в пределах самого Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления. Восточнее значительных масс материала континентального происхождения не обнаруживается. Вулканическая деятельность постепенно затухает, возрастает роль терригенных и особенно карбонатных осадков, среди которых наиболее распространены рифогенные известняки. Однако они, как уже указывалось, отлагаются не повсеместно.

Средний этап (поздний силур–нижний девон). К середине силура в области Ганза-Чимтаргинского массива вулканическая деятельность прекращается и начинается этап карбонатонакопления. В отдельных зонах, и в частности в осевой зоне Ганза-Чимтаргинского массива, с верхнего силура до нижнего девона включительно формируется более чем двухкилометровая толща известняков и доломитов, среди которых основной объем занимают рифогенные образования.

В этот период наблюдается значительная дифференциация бассейна осадконакопления. В осевой зоне Ганза-Чимтаргинского массива возникают мощные толщи рифовых известняков и доломитов с богатым комплексом ископаемых организмов: ругоз, строматопороидей, криноидей, мшанок, брахиопод, водорослей. Обилие и разнообразие форм приводят к выводу [Лаврусевич, 1980], что это отложения неглубокого теплого моря нормальной солености с глубинами, не превышающими несколько десятков метров, и формировались [Лаврусевич, 1980] они в относительно спокойных участках моря, вдали от берегов, куда почти не проникал обломочный материал. В то же время по периферии Ганза-Чимтаргинского массива среди мраморизованных известняков удалось выявить присутствие карбонатных турбидитов и карбонатных брекчий, что указывает на наличие склонов и более заглубленных участков.

Интересно отметить, что непрерывный карбонатный разрез формируется с нижнего силура до нижнего девона включительно только в осевой зоне Ганза-Чимтаргинского массива. На периферии же формируются более глубоководные карбонатно-кремнистые и кремнистые отложения акбасайской свиты и нижних горизонтов пушневатской (верхнепушневатской) свиты. Если учесть, что образование рифовых известняков происходит в зонах, где устанавливаются и наибольшие мощности вулканических толщ нижнего литостратиграфического комплекса, то можно предположить, что формирование рифовых известняков происходит именно на вершинах вулканических гор. В более глубоководных участках бассейна, разделяющих вулканические поднятия, отлагались карбонатно-кремнистые осадки.

Карбонатное осадконакопление рифового типа продолжается вплоть до конца нижнего девона, причем непрерывный карбонатный разрез от верхов нижнего силура до конца нижнего девона образуется только в центральной зоне Ганза-Чимтаргинского массива. При удалении от него отложения вышележащего верхнего литостратиграфического комплекса ложатся на все более древние горизонты, вплоть до нижнелудловских, и кремнисто-карбонатные образования акбасайской свиты фациально замещают рифовые карбонатные разрезы. При этом мощности глубоководных и мелководных образований составляют соответственно 100 м и 1500 м. Таким образом, палеогеография области в период накопления среднего литоформационного комплекса характеризуется наличием расчлененного рельефа: поднятия с рифогенным осадконакоплением разделялись глубоководными впадинами с карбонатным и кремнисто-карбонатным (местами глинисто-терригенным) типом осадков.

Поздний этап (средний девон–верхний?карбон). Карбонатное осадконакопление сменяется глубоководным кремнистым, затем терригенным. Нижняя граница верхнего литостратиграфического комплекса скользит по разрезу, и кремнисто-терригенные осадки вначале отлагаются в глубоководных участках бассейна. Впоследствии терригенные и кремнисто-терригенные толщи начинают формироваться в пределах погружившихся, по-видимому, к этому времени бывших рифогенных поднятий.

При изучении происхождения осадочных толщ всегда важно оценивать не их валовой состав, а выделить фоновую (пелагическую) седиментацию и осадки, привнесенные извне. Фоновое осадкообразование в толще пород пушневатской свиты (верхнепушневатской подсвиты) определяется тонким глинистым материалом. Глинистое осадконакопление регулярно прерывается поступлением песчаного, гравелитистого, грубообломочного (конгломераты) материала, а также отдельных свалов карбонатных обломков и пластин известняков. В песчаниках практически отсутствует градиционная слоистость, что свидетельствует о переносе материала на небольшие расстояния. В составе обломков песчаных, гравийных и грубообломочных осадков фиксируются [Шванов, 1983] разнообразные типы пород: известняки среднего палеозоя, глинистые сланцы, алевролиты, кварцитовидные песчаники, сходные с силурийскими, кремнистые породы акбасайской свиты или силура, метаморфические кварциты, различные эффузивы от вулканического стекла до крупнокристаллических диабазовых порфиринов, полнокристаллические породы плагиогранитного ряда. Содержание полевых шпатов обычно не выше 8%, акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, гранатом, лейкоксеном, но наиболее характерны хромшпинелиды, содержание которых может достигать 70% тяжелой фракции. Состав акцессориев свидетельствует о том, что разрушению подвергались в это время основные и ультраосновные породы. В составе глинистых минералов установлен магнезиально-железистый хлорит.

По комплексу признаков породы пушневатской свиты (верхнепушневатской подсвиты) отнесены [Шванов, 1983] к типу формаций полимиктовых граувакк зилаирского типа. Состав, характер строения толщи и наличие в ней глыбовых брекчий и пластин известняков более древнего, чем вмещающие отложения, возраста, а также при-

существование хромшпинелидов в составе тяжелой фракции указывают, во-первых, на достаточно расчлененный рельеф области и наличие участков суши, во-вторых, на то, что разрушению в это время подвергались основные и ультраосновные породы основания. Следовательно, к этому времени на поверхность морского дна оказались, по-видимому, выведены глубокие горизонты корневых зон вулканических построек.

Это предположение хорошо согласуется и со структурными наблюдениями (см. следующий раздел), и с наблюдаемыми соотношениями нижнего, среднего и верхнего литостратиграфических комплексов. Соотношения показывают, что породы верхнего литостратиграфического комплекса залегают практически без углового несогласия (или с очень незначительным несогласием) на тонких пластинах. Последние сложены карбонатными породами среднего комплекса, которые представляют собой, вероятно, тектонические пластины (гигантские олистоплаки), выжатые из зоны накопления мощных рифовых разрезов в область прилегающих впадин.

Таким образом, наблюдаемое в Ганза-Чимтаргинском массиве и его обрамлении трехчленное строение разреза свидетельствует о смене геотектонического режима области, ее палеогеографии и характера осадконакопления. На ранних этапах (нижний литостратиграфический комплекс) на фоне обширного бассейна с корой океанического типа происходит рост вулканических подводных и надводных гряд, разделенных участками относительно более глубоководных депрессий. В определенный момент вулканическая деятельность прекращается и на вершинах подводных гор начинают формироваться рифовые отложения. В это время в депрессиях происходит накопление маломощных кремнистых, кремнисто-карбонатных и терригенных пород. На поздних этапах формируется чехол терригенных отложений.

Тектоническая структура Ганза-Чимтаргинского массива

Область распространения разрезов палеозоя, характеризующихся широким развитием метаморфических пород в фации зеленых сланцев, с юга и с севера ограничивается четко выраженными разломами. Они представляют собой надвиги, наклонные во встречном направлении и отграничивающие область распространения разрезов палеозоя с ярко проявленным зеленосланцевым метаморфизмом от областей, для которых характерны разрезы иного типа и отсутствие метаморфизма.

Южный разлом, отделяющий область распространения зеленых сланцев и разрезов ганза-чимтаргинского типа от расположенных южнее Каракуль-Зиддинской и Хазрет-Дукдонский зон, неоднократно описывался в литературе. Имея общее субширотное простирание, разлом прослеживается в пределах описываемого района вдоль южного склона Гиссарского хребта (в бассейнах рек Зидды и Майхура), затем (в районе перевала Казнок) переходит на северный склон Гиссарского хребта, трассируется через оз. Искандеркуль, перевалы Дуклон и Тавасанг к северному подножию гряды Хазрет-султан. Плоскость разлома повсеместно наклонена в северном направлении, но углы падения меняются от крутых (70–80°) до достаточно пологих (20–50°). Разлом в разных местах выражен различно.

В бассейнах рек Зидды и Майхура с зоной разлома ассоциируют мощные (до 20–250 м) тектонические брекчии и участки тектонического дробления. Брекчии состоят из небольших (0,1–25 см) остроугольных обломков кварца, известняков, кремней, плотно сцементированных кварц-кальцитовым веществом. Брекчия бывает рассланцована, обломки раздроблены и развальцованы. Наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. При движении на запад зона брекчий выклинивается, и разлом выражен в виде единой плоскости, по которой приходят в соприкосновение толщи пород разных зон: образования Зеравшано-Гиссарской зоны тектонически перекрывают верхнепалеозойские флишевые отложения, карбонатные толщи девона и другие породы расположенных к югу от разлома зон.

Выше главной плоскости разлома, который на всем своем протяжении представляется собой надвиг, наблюдается сложная зона тонких тектонических чешуй, сформированных различными горизонтами разреза Зеравшано-Гиссарской зоны: зелеными сланцами нижнего палеозоя, известняками и доломитами силура и девона, кремнисто-терригенными образованиями пушневатской свиты. Чешуи имеют различную мощность — от нескольких десятков до нескольких сотен метров. По простираению отдельные чешуи выклиниваются, образуя сложную линзообразную мозаику. Разделяющие их разломы составляют петельчатую сетку, то сливаясь друг с другом, то ветвясь и расходясь на значительное расстояние, чтобы затем соединиться снова. Эти опоясывающие разломы так же, как и плоскость главного разлома, наклонены в северном направлении. Плоскости разломов обычно совпадают с плоскостями напластования пород или очень близки к ним.

Граница Зеравшано-Гиссарской зоны с расположенными севернее Кштут-Урметанской и Зеравшано-Туркестанской зонами обычно проводится по Зеравшанскому разлому, который протягивается в пределах изученной территории вдоль средней части северного склона Зеравшанского хребта. Разлом, как правило, достаточно крутой, но на отдельных участках выполаживается до 40–50° с падением плоскости в южном направлении. Зона данного разлома в принципе по строению сходна с зоной южного разлома и имеет аналогичное выражение. И для северного и для южного разломов характерна дегитация, расщепление крупных надвигов на серию более мелких пластин. Образуется как бы веер тектонических блоков и линз, выклинивающихся с глубиной; серия мелких разрывов, разделяющих эти клинья, объединяется в единую плоскость тектонического разрыва (надвига, покрова).

Общая характеристика структуры Ганза-Чимтаргинского массива. В целом структура Ганза-Чимтаргинского массива представляет собой сложно построенную синформу, сформированную системой тектонических чешуй, клиньев, пластин и покровов, надвинутых друг на друга и смятых в серию достаточно пологих открытых складок. В то же время это единая структурная зона со своим специфическим строением. К тому же все частные тектонические элементы сложены породами описанного в предыдущих разделах единого стратиграфического разреза, т.е. отложениями единой структурно-формационной зоны. Полный разрез можно наблюдать, правда только в отдельных тектонических элементах, в основном в осевой части зоны. В большинстве же случаев в пределах одного тектонического элемента (покрова, чешуи, клина) сохраняется та или иная часть первоначального единого разреза.

В частных тектонических элементах обычно сохраняется первичная последовательность напластования пород, а наложение пластин и чешуй друг на друга чаще всего происходит по одним и тем же стратиграфическим горизонтам, а именно по вулканогенно-терригенным метаморфизованным породам нижнего литостратиграфического комплекса на разных его уровнях. Но закономерность эта не универсальна и проявляется не всегда. Во многих случаях сдвигание (а то и страивание) разреза наблюдается и в толщах карбонатных пород. В этих случаях известняки и доломиты различных стратиграфических горизонтов приходят в соприкосновение, образуя тектонические нагромождения значительной мощности.

В пределах собственно Ганза-Чимтаргинского массива (междуречье Искандер-Дарьи–Арчамайдана) синформная структура отчетливо вырисовывается главным образом по верхним структурным элементам, где углы падения на крыльях обычно не превышают 50°, а в наиболее верхних частях структуры составляют 10–30°. Центри-клинальные замыкания наблюдаются в бассейнах рек: на востоке – Искандер-Дарьи, на западе – Арчамайдана. В целом синформа имеет вид овала, вытянутого в субширотном направлении. В нижних структурных элементах фиксируются встреченные падения плоскостей напластования, разломов, метаморфической сланцеватости и полосчатости. Но по выполаживанию литостратиграфических и тектонических границ

к центру структуры вырисовывается и общее синклинальное строение Ганза-Чимтаргинского массива в целом.

Главной характерной особенностью тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива является покровно-чешуйчатое строение. Выделяются разновеликие тектонические элементы (чешуи, пластины, покровы, клинья), контактирующие друг с другом по разломам. Толщина отдельных тектонических чешуй варьирует от первых сотен метров до 1 км и более, протяженность по простиранию изменяется от первых сотен метров до нескольких километров, в ряде случаев достигая 10 км и более. Вкрест простирания (по падению) чешуи выклиниваются обычно на расстоянии от нескольких сотен метров до нескольких километров.

Таким образом, тектонические чешуи, которые являются одним из главных структурных элементов описываемой зоны, имеют в объеме линзовидную или клиновидную форму. Чешуи ограничены поверхностями тектонических нарушений, которые, переплетаясь и сходясь в местах выклинивания чешуй, в плане образуют сложный крупнопетельчатый рисунок. Крутизна падения разрывов, ограничивающих отдельные чешуи, обычно уменьшается при движении к более высоким гипсометрически элементам и при движении от периферии массива к его центру. В периферийных частях наклон составляет 30–70°, в центральных частях – 10–30°. При этом все тектонические плоскости наклонены (как и падение пластов) к центру массива. Особенно четко такое выполаживание фиксируется в зонах центриклинального замыкания структуры. Плоскости сместителей разрывов обычно субпараллельны поверхностям напластования пород.

Отдельные чешуи, являющиеся по существу тектоническими клиньями, по простиранию и вкрест простирания сходят на нет. Но многие более крупные тектонические элементы, сложенные, как правило, породами всех трех комплексов литостратиграфической триады, прослеживаются на значительные расстояния либо непрерывно, либо в виде расположенных на одном простирании линз. Некоторые чешуи, сохраняя гипсометрический уровень, протягиваются в виде цепочки линз практически по всему периметру массива.

На фоне общего разномасштабного расчешуивания выделяются зоны, где происходит сгущение тектонических линий и фиксируется множество мелких чешуй и тектонических клиньев. Такие зоны маркируются обычно и появлением метаморфических пород, которые пространственно связаны с поверхностями надвигов. Разломы, разделяющие отдельные чешуи и клинья, по падению и по направлению к центру массива сливаются в единую тектоническую плоскость, которая отчленяет тектонические элементы более крупного порядка – своеобразные тектонические покровы. Это разломы, четко картируемые на бортах синформы, по направлению к центру структуры зачастую теряются в толщах метаморфических пород и не имеют четкого структурного выражения.

Крупные пластины (покровы) образуют достаточно пологие синформные структуры с волнистыми днищами и конформны с общей синклинальной структурой массива. У каждой гипсометрически более высокой пластины форма и внутренняя структура проще, чем у нижележащей. Так, например, самая верхняя пластина представляет собой простую синклиналь с пологими (10–30°) углами падения пластов и разграничивающих различные тектонические элементы разломов, несколько осложненную надвигами и послыжными срывами на границе толщ пород разной компетентности. Пластины, расположенные ниже, деформированы сильнее: форма залегающих пород усложняется, нижние поверхности пластин деформированы и смяты в систему открытых синклинальных и антиклинальных складок, иногда с запрокинутыми внутренними (обращенными к центру структуры) крыльями.

В пределах массива широко развиты складчатые структуры различных морфологических типов. Существуют крупные пликативные формы, захватывающие всю струк-

туру в целом или значительные ее части. Как видно из профилей, весь пакет отложенный Ганза-Чимтаргинского массива деформирован с образованием крупных синклиналильных и антиклинальных перегибов большого радиуса кривизны. Ширина этих складок измеряется километрами, реже сотнями метров. Углы падения на крыльях обычно порядка 10–50°, но встречаются и структуры с запрокинутыми крыльями. В ряде случаев на границе сочленения синклиналильных и антиклинальных перегибов происходят тектонические срывы, по которым одни части структуры надвинуты на другие.

Такова в самых общих чертах структура Ганза-Чимтаргинского массива. Однако несмотря на всю свою простоту в крупном плане при детальном анализе она оказывается значительно сложнее и напряженней. Деформированность толщ разного состава и строения существенно различна, тектоническая структура каждого из трех выделенных литостратиграфических комплексов обладает, помимо общих для всей толщи черт, и своими индивидуальными особенностями, отражающими специфику строения разреза и условий формирования структуры. Перечислим наиболее характерные черты тектонической структуры массива, имеющие принципиальное значение для понимания механизма ее формирования.

1. Покровно-чешуйчатое строение. Массив представляет собой сложнопостроенный пакет тектонических клиньев, чешуй, пластин и покровов различной мощности и протяженности. Они разделены поверхностями разрывов, ориентированными субпараллельно первичным плоскостям раздела горных пород (слоистости, границам пачек толщ пород разного состава и строения). Характерно, что все тектонические элементы сформированы породами одного типа разрезов и, следовательно, единой формационной зоны.

2. Структурная симметрия. Несмотря на сложное внутреннее строение общая тектоническая структура массива достаточно проста и представляет собой синформу с пологим волнистым днищем. Отчетливо виден симметричный относительно оси массива структурный план, который находит отражение в вергентности тектонических структур: наклон поверхностей напластования, сланцеватости, осевых плоскостей складок и покровно-надвиговых структур направлен к центру массива, где они выглаживаются вплоть до горизонтального положения.

3. Тектоническое расслоение массива. В пределах нижнего и среднего литостратиграфических комплексов выделяются зоны пластического течения горных пород, которое реализуется в развитии сланцеватости, дисгармоничной складчатости, послойном течении вещества, будинаже, формировании послойных срывов. Неоднородность пластической деформации приводит к тектоническому расслоению массива, которое происходит обычно в плоскости первичного напластования пород и субпараллельно первичным разделам (границам литостратиграфических комплексов, а также разделам пачек и горизонтов пород различного литологического состава и строения). Изучение структур пластического течения и замеры величин деформации указывают на течение вещества в субгоризонтальной плоскости при горизонтальном растяжении (удлинении) различных по механическим свойствам пород и их вертикальном сжатии (укорочении). Интенсивность пластического течения, а следовательно, и интенсивность расслоения изменяется снизу вверх по разрезу. В наибольшей степени расслоение проявлено в пределах нижнего и среднего литоформационных комплексов; для верхнего комплекса расслоенность менее характерна.

4. Существование двух структурных планов. Морфология структур и форма проявления деформаций в пределах Ганза-Чимтаргинского массива меняется от места к месту и при переходе от одного литостратиграфического комплекса к другому. Это изменение особенно четко проявляется при переходе от среднего литостратиграфического комплекса к верхнему. В пределах нижнего и среднего комплексов фиксируется интенсивная пластическая деформация, связанная с возникновением послой-

ных срывов, будинажа, сланцеватости и других структур, которые свидетельствуют о значительном растяжении в горизонтальном направлении и сжатии в вертикальном. Для нижнего и среднего комплексов не характерны структуры горизонтального сжатия (складки с крутыми осевыми плоскостями, осевой кливаж, крутые разрывы) – они появляются преимущественно в краевых зонах массива. Структура верхнего комплекса, напротив, свидетельствует о сжатии в горизонтальном направлении: отложения комплекса смяты в систему складок с крутыми осевыми плоскостями и развитым осевым кливажом, происходит их ссучивание перед фронтом надвигов, единый первоначально разрез превращается в систему тектонических чешуй, надвигов, покровных пластин.

При движении от центра Зеравшано-Гиссарской зоны к ее северному борту стиль тектонического строения палеозойских образований меняется (рис. 11, 12). Надвиги постепенно делаются все более и более крутыми, углы их наклона достигают 60–70°, иногда в верхних своих частях имея вертикальное падение. Прослеживание поверхностных сместителей с гребней в долины и по простиранию показывает, что с глубиной разрывы выполаживаются. Разрывы не являются секущими – они обычно субпараллельны поверхностям напластования пород. Наблюдается интенсивное расчешуивание разреза. Горизонты известняков и доломитов верхнего силура растащены, разлинзованы будинированы. Пласты карбонатных пород образуют маломощные пластины и линзы, вытянутые вдоль простирания толщ в виде полос и четок. Пластины и линзы окружены метаморфизованными и рассланцованными породами нижнего и верхнего литостратиграфического комплексов. Образуется своеобразный сланцевый меланж.

Вдоль верхней части северного склона Зеравшанского хребта прослеживается разлом, по которому при сохранении общих черт формационного выполнения происходит изменение тектонического стиля зоны. К северу от этого разлома палеозойские отложения образуют систему тектонических чешуй, разделенных крутыми в верхней части и выполаживающимися к низу разрывами. Разрывы, ограничивающие отдельные чешуи, ветвятся, сливаются друг с другом, образуя сложный петельчатый рисунок. Простирание разломов соответствует общему субширокому простиранию зоны. В пределах чешуй породы смяты в систему сопряженных складок с крутыми (50–70°) осевыми плоскостями, которые субпараллельны разрывам, разделяющим чешуи. Разрывы и осевые плоскости складок наклонены к югу. Крупные складки фиксируются по толще массивных известняков среднего литостратиграфического комплекса. Пластичные толщи верхнего литостратиграфического комплекса, слагающие ядра синклиналей, смяты в мелкие складки более высоких порядков. Аналогичная картина наблюдается и в тонкослоистых кремнисто-карбонатных породах нижней части разреза, выполняющих ядра антиклиналей. Рассланцевание и метаморфические преобразования фиксируются лишь вдоль послонных срывов.

Таковы некоторые наиболее примечательные черты тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива и Зеравшано-Гиссарской зоны в целом (на меридиане массива). Естественно, что современная структура массива является следствием суммарного эффекта длительной тектонической эволюции, и для реконструкции общего геодинамического развития области необходимо учитывать данные не только структурные, но и отражающие влияние других явлений и процессов (вулканических, метаморфических, седиментационных). Механизм общего геодинамического развития региона рассмотрен в другой работе автора [Леонов, 1988], а сейчас попытаемся проанализировать механизм собственно структурообразования.

Весь комплекс структурных наблюдений показывает, что формирование тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления связано главным образом с двумя процессами: тектонического расслоения массива в условиях вертикально направленного одностороннего давления на ранних этапах и горизонтального

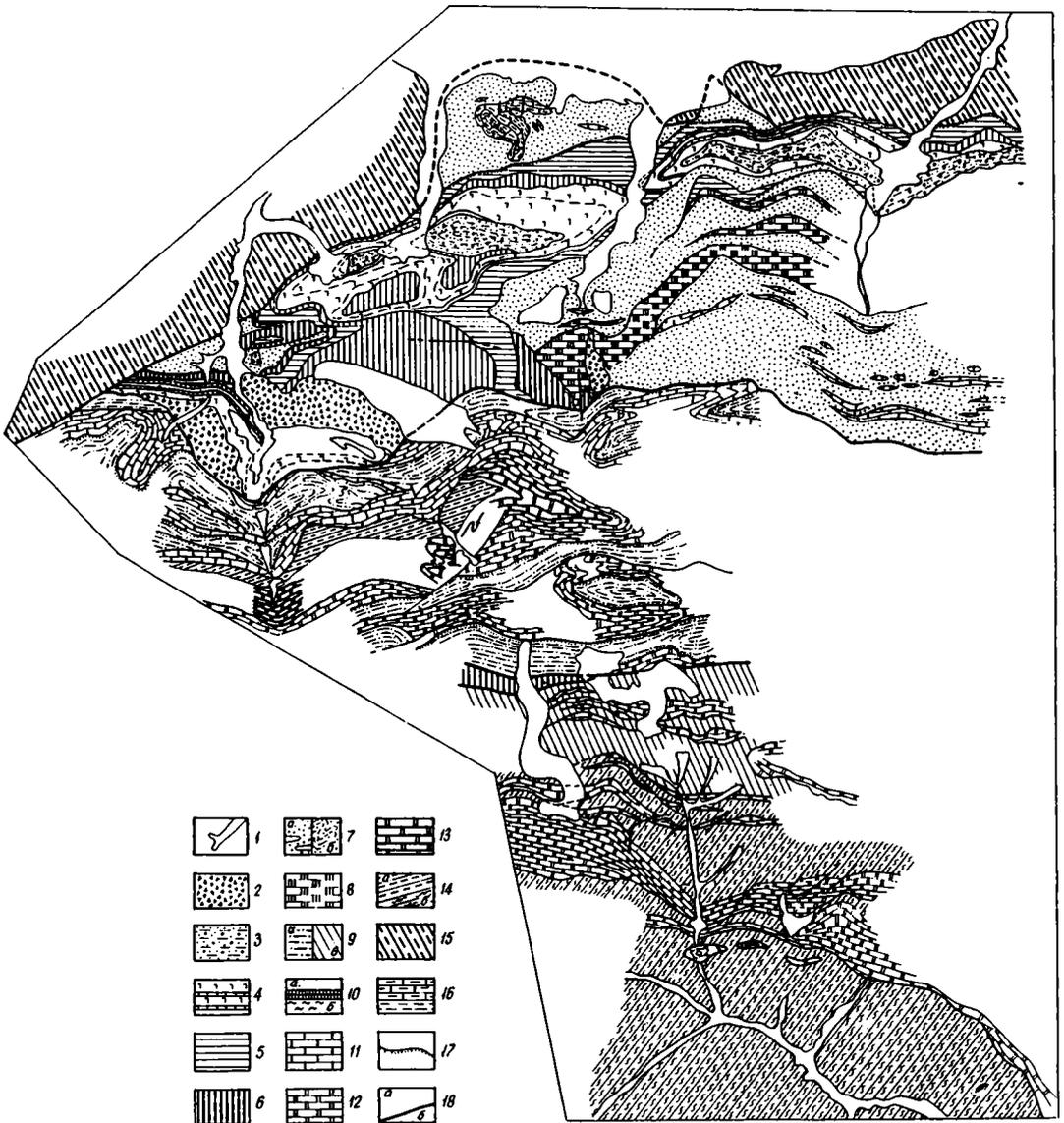


Рис. 11. Геологическая карта приводораздельной части и северного склона Зеравшанского хребта в междуречье Пасрут-Дарья-Риват

1 – четвертичные отложения; 2 – четвертичные тектоно-гравитационные микститы; 3 – неоген: конгломераты, песчаники, глины; 4 – верхний мел-палеоген: мергели, глины, гипсы (вертикальная штриховка – маркирующие горизонты известняков и карбонатных песчаников); 5 – верхний мел: конгломераты, песчаники, глины; 6 – лейас: конгломераты, песчаники; 7 – верхнепалеозойский флиш с глинами: а – на карте, б – на профилях; 8 – средний (нижний?) карбон: известняки, кремни, песчаники; 9 – средний девон-нижний карбон: кремни, терригенные отложения (а – неметаморфизованные, б – метаморфизованные); 10 – кремни акбасайской свиты: а – неметаморфизованные, б – метаморфизованные; 11 – верхний лудлов: известняки; 12 – нижний лудлов: известняки; доломиты; 13 – лландовери-венлок (?): известняки, кремни; 14 – ордовик-нижний силур: вулканиды, песчано-сланцевые отложения, кремни (а – неметаморфизованные, б – метаморфизованные (в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны)); 15 – песчано-сланцевые толщи Зеравшано-Туркестанской зоны; 16 – пластинная сложенная породами Кшут-Урметанского типа разреза; 17 – стратиграфические границы; 18 – разломы: а – надвиги и другие разрывы, б – надвиговые границы структурно-формационных зон

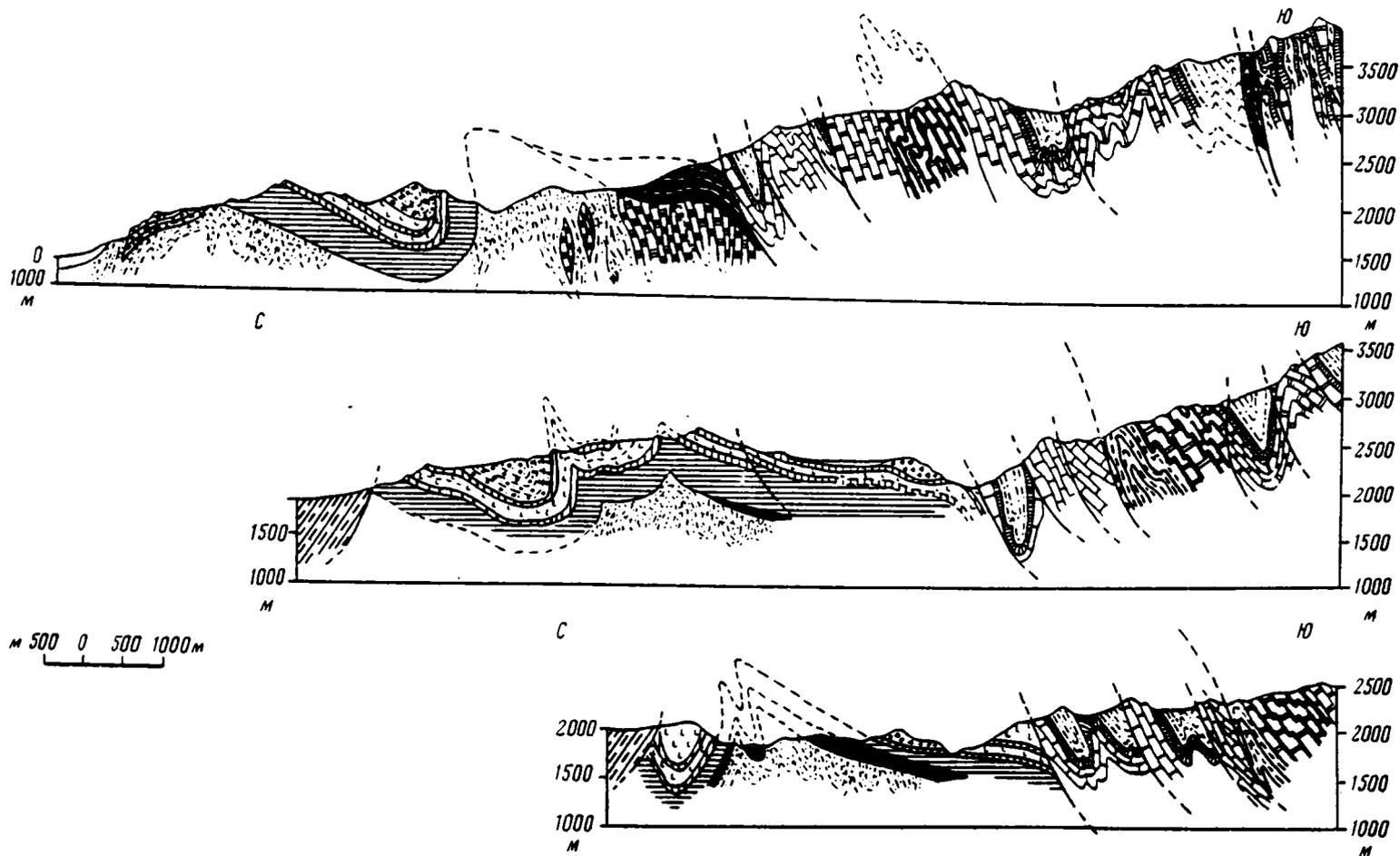


Рис. 12. Геологические профили к карте на рис. 11 (условные обозначения см. там же).

скульпирования на более поздних. Совершенно очевидно, что породы не могут быть деформированы до того, как они будут сформированы. Поэтому можно говорить, что первый этап деформации, связанный с развитием субгоризонтального расслоения массива в условиях неоднородного пластического течения горных масс, в основном закончился к началу формирования верхнего литостратиграфического комплекса, т.е. к началу среднего девона.

Ориентация складчатости, будинажа, зон пластического течения, послонных срывов, удлинения галек и остатков ископаемой фауны, замеры величин деформации свидетельствуют об интенсивном (до 300, иногда до 1000%) удлинении геологических тел в продольном (субгоризонтальном) направлении и укорочении их в вертикальном. Для карбонатного комплекса характерно также затухание послонных срывов на границах зон пластического течения при приближении к центральным частям массива.

При горизонтальном тектоническом течении под действием вертикальной нагрузки именно в центральной части массива могут сохраниться участки с ненарушенной последовательностью залегания толщ и отсутствием явных признаков срыва [Лукьянов, 1980]. Поскольку деформация, приведшая к расслоению, в разных горизонтах неоднородна и различна по величине, то естественно, что одни горизонты испытали большее удлинение, чем другие. В результате этого уже на ранних этапах должны были сформироваться сложные покровно-надвиговые структуры. К сожалению, их существование мы можем только предполагать на основе косвенных данных, так как в результате сложной последующей тектонической переработки они оказываются затушеванными более молодыми движениями.

С позднего девона до раннего (возможно, позднего) карбона формируется верхний литостратиграфический комплекс. Явно выраженных структурных признаков, характеризующих деформацию пород на данном этапе, установить не удается. Однако структура самого верхнего комплекса и ее соотношение с общей структурой массива дают интересную информацию о тектонических движениях, протекающих после образования отложений кремнисто-терригенного комплекса. Верхний возрастной предел этапа деформации определяется трансгрессивным залеганием на складчатом палеозое угленосных юрских и красноцветных нижнемеловых отложений.

Внутренняя структура кремнисто-терригенных палеозойских отложений, как уже говорилось, свидетельствует о движениях, связанных с горизонтальным скупиванием горных масс. Наличие интенсивного поперечного сжатия подтверждается и сложноскладчатой структурой верхнепалеозойского флиша, узкие полосы которого обрамляют с севера и с юга Зеравшано-Гиссарскую зону, и надвиганием этой зоны на флиш, и складчато-надвиговой структурой краевых зон Ганза-Чимтаргинского массива, и его сложным расчлениванием с формированием надвигов и тектонических покровов.

На этом этапе в деформацию вовлекаются породы всех трех литостратиграфических комплексов, которые зачастую образуют конформные структуры, причем в это время происходит и смятие поверхностей первоначально пологих тектонических покровов. Поперечное сжатие очевидно, но проявление его своеобразно. Вергентность всех структур (складок, надвигов) направлена от центра массива к его периферии. На северном борту массива все структуры наклонены к югу, на южном — к северу. Такую вергентность можно объяснить двумя способами. Первый предполагает пододвигание горных масс под центральную часть массива. Такую модель формирования синклинозных зон предлагал для областей развития зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня Г.С. Поршняков. Но в данном случае механизм пододвигания не может быть принят, так как вергентность структур указывает на центробежное движение масс от осевой зоны массива. Более того, если скупивание отчетливо проявляется в краевых частях массива, то его центральная часть сохраняет простое синкли-

нальное строение, и внутренняя структура девонских известняков и залегающих на них терригенных отложений верхнего комплекса остается практически не нарушенной. Тектонические перекрытия в этой области минимальны.

В настоящее время большинство исследователей считают, что общая структура Южного Тянь-Шаня сформировалась в условиях значительного поперечного сокращения первичного пространства. И это положение прекрасно подтверждается анализом тектонического строения области. Отчетливо проявляется поперечное сокращение и на пересечении Ганза-Чимтаргинского массива, но изложенные выше данные по структуре этого региона приводят к выводу о деформации пород массива в результате действия двух процессов: общего поперечного сжатия всей области и горизонтального расползания собственно Ганза-Чимтаргинского массива, выжимаемого при общем сокращении пространства в верхние горизонты земной коры. В результате совокупного действия этих двух разнонаправленных процессов (поперечного сжатия, с одной стороны, и горизонтального растяжения – с другой) и формируется сложная и чрезвычайно своеобразная структура Ганза-Чимтаргинского массива.

После верхнепалеозойского этапа тектогенеза наступает период относительного покоя. В это время в пределах Южного Тянь-Шаня отлагается эпиплатформенный чехол угленосных, терригенных и карбонатных отложений мезозоя–кайнозоя, который венчается толщей красноцветных моласс неогенового возраста. Структурной информации о поведении палеозойских толщ для этого отрезка времени мы не имеем. Следующий этап деформации, фиксируемой в структуре палеозойских и мезозойских толщ, – этап новейшего орогенеза. Изучение структуры мезозойско-кайнозойских впадин и ее соотношения со структурой палеозойских толщ позволило выявить некоторые закономерности, существенные для понимания геодинамики региона.

Мезозойско-кайнозойские отложения выполняют систему узких, вытянутых в широтном направлении межгорных впадин, обрамленных высоко гипсометрически поднятыми образованиями палеозоя. Юрские и нижнемеловые толщи с резким угловым несогласием залегают на сильно деформированных породах палеозоя и формируют асимметричные синклинали с одним или двумя запрокинутыми к центру впадины крыльями. Вдоль запрокинутых крыльев палеозой тектонически надвинут на более молодые образования. Амплитуда перекрытия обычно не превышает 1–2 км. В зонах надвигания наблюдается незначительное расчешуивание мезозойско-кайнозойского разреза, горизонты пластичных пород (глин, гипсов) смяты в складки, дисгармоничные по отношению к общей более простой структуре компетентных толщ. В целом во внутренних частях синклиналей и на крыльях с нормальным залеганием структура пород остается практически ненарушенной, а тектоническое строение комплекса достаточно простое.

Морфология общей структуры и особенности деформации в зонах, прилегающих к надвигам, ограничивающим борта мезозойских синклиналей, указывают, что образование запрокинутых асимметричных синклиналей связано с воздействием внешних по отношению к молодым впадинам сил, а именно с боковым давлением со стороны массивов палеозойских пород. Изучение структуры палеозойских толщ показало, что давление это вызвано дифференциальными движениями по регенерированным в новейшее время древним зонам пластического течения, и надвиги, ограничивающие впадины, являются структурным выражением интрапалеозойских зон пластического течения на границе с мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Пластическое течение внутри палеозойского массива наследует древний план и осуществляется на уровне метаморфических пород нижнего и в меньшей степени среднего (карбонатного) литостратиграфических комплексов. В результате пластического перераспределения палеозойских масс происходит одностороннее или двустороннее (в зависимости от конкретных условий) задавливание впадин, выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями, и формирование на их границах покровно-

надвиговых структур небольшой амплитуды. Пластическое движение вещества, как и в палеозойское время, осуществляется в латеральном направлении – от центра массива к его периферии или (в случае двустороннего задавливания) от приподнятых бортов к центру впадин.

Ориентировка общего движения масс, фиксируемая по структуре палеозойских толщ и по деформации мезозойско-кайнозойских отложений, показывает, что латеральное перераспределение вещества связано с вертикально направленным односторонним давлением, которое в данном случае может быть вызвано только весом вышележащих толщ горных пород. Реальная возможность такого перетекания создается наличием сложнорасчлененного современного горного рельефа, определяющего гравитационную неустойчивость горных масс. Нужно отметить, что в новейшее время происходит, вероятно, и значительное пластическое перераспределение горных масс в направлении общего простирания складчатой области Южного Тянь-Шаня, связанное с ее поперечным сокращением (сдавливанием) в результате сближения крупных континентальных блоков.

Таким образом, рассмотренный материал со всей очевидностью показывает, что процесс структурообразования в пределах Ганза-Чимтаргинского массива был длительным и многоэтапным. Четко фиксируются следующие деформации: раннего этапа (до среднего девона), связанные с проявлением пластического течения и тектоническим расслоением массива; среднего этапа (поздний палеозой), отражающие процесс общего поперечного сжатия и продолжающегося латерального центробежного тектонического течения горных масс; новейшего этапа, свидетельствующие о возобновившемся пластическом субгоризонтальном течении горных пород в условиях их гравитационной неустойчивости, вызванной формированием высокогорного расчлененного рельефа.

Общий характер складчатых и разрывных дислокаций северного крыла Зеравшано-Гиссарской зоны показывает, что формирование их связано с поперечным сжатием и нагнетанием горных масс в северном направлении. Проследивая изменение структурного плана от центральной части зоны к ее северному борту, можно видеть, что образованные в результате субгоризонтального тектонического течения горных масс пологие структуры Ганза-Чимтаргинского массива и система складок поперечного сжатия (в совокупности с крутыми, выходящими к низу надвигами) образуют единый структурный ансамбль. Парагенетическое единство структур "растяжения–сжатия" показывает, что горизонтальное растяжение центральных частей массива могло в определенной степени компенсироваться сжатием и нагнетанием материала в краевых частях зоны (см. рис. 28). Аналогичный, хотя и менее четко выраженный парагенезис структур наблюдается и вдоль южного ограничения Зеравшано-Гиссарской зоны. С севера область разрезов и структур Зеравшано-Гиссарского типа ограничена надвигом, севернее которого расположена Зеравшанская зона.

ЗЕРАВШАНСКАЯ СУТУРА

На рассматриваемом пересечении Зеравшанская сутурная зона представляет собой узкий, зажатый между двумя встречными надвигами клин, расширяющийся книзу и в восточном направлении (см. рис. 11, 12). В месте схождения надвигов образуется субвертикальный сутурный шов, по которому в соприкосновение приходят отложения двух различных структурно-формационных зон: Зеравшано-Гиссарской на юге и Зеравшано-Туркестанской на севере.

В пределах собственно Зеравшанской зоны выделяются два этажа с различным стилем тектонических структур, разделенные поверхностью размыва и резкого (до 90°) углового несогласия.

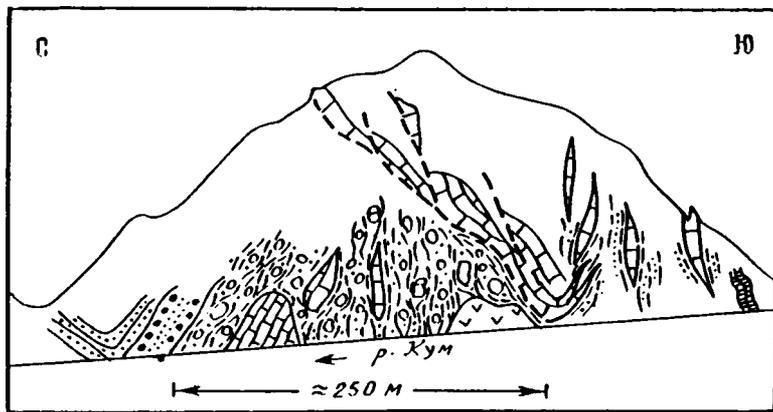


Рис. 13. Строение толщи верхнепалеозойского флиша с телами тектоно-гравитационных и гравитационных микститов и конседиментационными покровными пластинами известняков более древнего, чем вмещающая масса, возраста (объяснения в тексте)

Нижний этаж сложен образованиями каменноугольного возраста [Салтовская, 1964; Черенков, 1973], которые подразделяются на две серии: вашанскую свиту нижнего–среднего карбона и дарахтисурхскую свиту среднего–верхнего карбона [Черенков, 1973].

В.Д. Салтовская [1964] придерживается мнения о несколько более древнем возрасте свит, считая, что вашанская свита имеет намюрский возраст, а дарахтисурхская – нижнемосковский.

Вашанская свита представлена в исследованном районе толщей кремнистых сланцев серого, серо-зеленого и зеленого цветов с прослоями известняков и залегающей на них толщей тонкослоистых известняков и полимиктовых песчаников с прослоями темно-серых кремнистых сланцев, карбонатных песчаников и гравелитов. Мощность свиты в данном районе оценивается в 250–500 м. Дарахтисурхская свита представлена мощной (не менее 500–700 м) серией терригенного флиша с прослоями и пачками гравелитов, конгломератов, глыбовых брекчий.

В толщу флиша заключены протяженные (до 1 км и более) пластины более древних, чем вмещающая масса, пород [Черенков, 1973]. Эти пластины, которые зачастую ассоциируют с горизонтами глыбовых брекчий (рис. 13), являются крупными олистолитами или конседиментационными покровами. По всем морфологическим признакам отложения дарахтисурхской свиты могут быть отнесены к категории флиша с телами тектоно-гравитационных микститов [Черенков, 1973; Леонов, 1981]. Флишевые толщи залегают на отложениях вашанской свиты, что устанавливается в районах долин рек Мадм и Кум. В исследуемом районе глыбы и пластины пород вашанской свиты расположены внутри флишевых отложений в виде глыб и пластин, что фиксируется в долине р. Вашан. Однако весьма вероятно, что эта глыбово-хаотическая смесь с рассланцованным матриксом может быть и тектоническим осадочным меланжем из пород всего палеозойского разреза зоны, включая и силурийские сланцы. Более восточные выходы пород вашанской свиты могут либо быть пластинами внутри флишевой толщи, либо слагать ядра антиклинальных складок. Вопрос этот не решен однозначно в силу сложности общей тектонической структуры района и плохой обнаженности приконтактных зон.

Необходимо отметить и еще одно важное для понимания структурной эволюции района наблюдение. В пределах района известен так называемый Кштут-Урметанский конденсированный тип разреза, представленный маломощными преимущественно

карбонатными отложениями верхнего силура–нижнего карбона. Характер осадков и содержащиеся в них ископаемые фаунистические комплексы однозначно свидетельствуют [Синицин, 1960; Торшин, 1970, 1976 и др.], что отложения данного разреза формировались в пределах подводной отмели, приподнятой над общим уровнем морского дна.

Выход этих пород трактовался как коренной, однако наши исследования показали, что данный тип разреза представляет собой тонкую будинированную и разорванную на ряд линз пластину, заключенную в песчано-глинистый матрикс. По характеру пород матрикс схож с отложениями верхнепалеозойского флиша, но отдельные горизонты напоминают и сланцы силурийского возраста. Учитывая интенсивную тектоническую переработку пород матрикса (в отдельных зонах они превращены в настоящую бесструктурную тектоническую смесь) и характер залегания отторженца Кштут-Урметанского типа разреза, нужно рассматривать два варианта его тектонической позиции.

Первый вариант – породы Кштут-Урметанского типа разреза представляют собой крупный олистолит, заключенный в толщу верхнепалеозойского флиша; второй вариант – это тектонический отторженец, являющийся в настоящее время составной частью осадочного тектонического меланжа, сформированного из глинистых отложений силура, песчано-глинистого флиша и карбонатных пород Кштут-Урметанского типа разреза. Но в любом случае мы имеем дело с отторженцем неизвестной в коренном залегании зоны, скрытой от прямого наблюдения в пределах сутурного шва.

Породы нижнего структурного этажа интенсивно дислоцированы, смяты в крутые, сжатые до изоклинальных складки с субвертикальными осевыми плоскостями. Все пласты стоят на головах или имеют южные (на южному борту) или северные (на северном борту) падения под углами 50–70°, образуя веерную структуру, слегка раскрывающуюся книзу. В отдельных горизонтах флишевого разреза тектоническая переработка столь интенсивна, что породы практически теряют слоистость и стратификацию. Слои разорваны, будинированы, развальцованы, глинистые разности образуют бесструктурную массу со скорлуповатой отдельностью. На некоторых участках наблюдается хаотическая структура со сложными петельчатыми складками и будинажем, свидетельствующими о тектоническом нагнетании отдельных объемов пород, что особенно четко проявляется в ядрах складок, сложенных породами верхнего структурного этажа.

На палеозойских отложениях с резким угловым несогласием залегают породы мезозоя и кайнозоя. Самые нижние горизонты разреза слагают серые толстослоистые конгломераты, песчаники и серые глины лейаса. Мощность юрских пород меняется на незначительном расстоянии. В южной части района мощность юрских конгломератов достигает 250–300 м, при движении в северном направлении мощность их уменьшается до 20–30 м. На юрских и палеозойских отложениях трансгрессивно залегают породы мелового возраста от сеномана до датского яруса включительно. Меловые отложения представлены красноцветными мелкогалечными конгломератами (сеноман?), зеленоват-серыми глинами и пестроцветными известковистыми песчаниками (турон), грубослоистыми карбонатными песчаниками с прослоями мергелей и известняков и детритусовыми известняками (сенон), массивными белыми мелкозернистыми гипсами с прослоями зеленых глин (даний?). Выше залегают гипсы, пестрые глины, песчаники и известняки палеогена, которые трансгрессивно перекрыты красноцветными молассовыми конгломератами и песчаниками миоцена [Давидзон, Крайденков, Салибаев, 1982].

В северо-западной части зоны горизонты мела–палеогена образуют пологую моноклираль, наклоненную к югу под углами 10–15°. При приближении к надвигу, ограничивающему Зеравшанскую зону с юга, моноклираль приобретает более крутой наклон (до 70°) и слои уходят под надвинутые на них палеозойские образования Зе-

равшано-Гиссарской зоны. В центральной части зоны моноклиналь испытывает резкий коленообразный перегиб, который входит в расположенную севернее систему линейных, сильно сжатых, запрокинутых к северу килевидных складок. Система сжатых складок сопряжена с крупной асимметричной синклиналью с запрокинутым южным крылом, которая занимает северную часть Зеравшанской зоны. Ядро складки выполнено красноцветными молассами неогена. В самом общем плане (см. рис. 12) структура молодых отложений представляет собой сопряженные синклинальную и антиклинальную складки. Южное крыло антиклинали имеет в основании разреза мощные компетентные пласты юрских конгломератов; ядро синклинали также сложено массивными конгломератами, но неогенового возраста. Наличие массивных жестких горизонтов обуславливает достаточно простые структурные формы. Ядро антиклинали сложено пластичными породами: глинами, известняками и гипсами верхнего мела-палеогена, которые сминаются в сжатые напряженные складки, осложняющие шарнир антиклинали.

Южная граница распространения мезозойских и кайнозойских отложений Зеравшанской зоны повсеместно тектоническая, но если в западной части района на молодые отложения надвинуты палеозойские толщи Зеравшано-Гиссарской зоны, то точнее надвиг, срезающий молодые отложения, сформирован в породах самой Зеравшанской зоны из крыла запрокинутой к северу складки, как в Каракуль-Зиддинской зоне. С севера Зеравшанская зона также почти на всем своем протяжении ограничена надвигом, но нужно отметить, что в отличие от южного он обновлен в новейшее время не повсеместно: в восточной части района разрыв трансгрессивно перекрыт отложениями верхнего мела.

Судя по морфологии и взаимоотношениям структур палеозойских и мезозойских пород, тектонический стиль Зеравшанской зоны сформирован в условиях поперечного сжатия, которое проявилось в два этапа. Общее сжатие началось, по-видимому, в середине карбона, что подтверждается формированием в это время мощного комплекса флишевых отложений с телами тектоно-гравитационных микститов и конседиментационными покровами. Первый этап общего снятия приходится на поздний карбон. Смятие было, вероятно, столь интенсивно, что возможность поперечного сокращения пространства за счет складчатости была практически исчерпана в результате формирования пликативных структур со сжатыми параллельными крыльями. На самых поздних этапах палеозойского развития образовались тектоническое чешуи надвигового типа.

Второй этап поперечного сжатия приходится на неоген-четвертичное время. Структура района в новейшее время формировалась в условиях задавливания по разломам-надвигам при значительном вертикальном (и вниз и вверх) перераспределении горных масс. Боковое сжатие привело к пластическому перераспределению масс с формированием во флишевой толще диапироподобной структуры с хаотическим внутренним строением. Особенно активен в новейшее время южный разлом, что подтверждается наличием практически современных тектоно-гравитационных микститов, которые слагают обширные поля перед фронтом этого надвига.

Заканчивая раздел, нужно подчеркнуть, что Зеравшанская сутура по вещественному выполнению, характеру внутренней структуры и истории развития обнаруживает большое сходство с описанной ранее Каракуль-Зиддинской зоной. Однако если последней задавливание впадины сопровождалось общим погружением горных масс (задавливание в прямом смысле), то в пределах Зеравшанской впадины новейшая структура формировалась в условиях "выдавливания" материала не только вниз, но и в верхние горизонты коры.

Описание структуры этих зон дается по материалам Е.А. Рогожина [1977, 1987]. Слагающие их отложения представлены мощным (до 4,5 км) комплексом. Их можно отнести к трем формационным типам: терригенно-карбонатному (нижний палеозой), глинисто-сланцевому (лландовери) и флишевому терригенному (венлок-лудлов). В поперечном разрезе (рис. 14) отложения нижнего палеозоя-силура образуют два антиклинория, разделенные узкой Курганакской сутурной зоной. В пределах южного Зеравшано-Туркестанского антиклинория наблюдается следующее распределение структурных форм.

В осевой зоне отчетливо вырисовывается крупная веерообразная антиклинальная складка и две обрамляющие ее с юга и с севера синклинали, опрокинутые в направлении от осевой части антиклинория. В ядре и на северном крыле преобладают более древние нижнепалеозойские и лландоверийские породы. На южном крыле – более молодые венлокские и лудловские отложения. Эти крупные структуры осложнены складками и разрывами более высоких порядков, запрокинутыми на северном крыле – на север, на южном – на юг и образующими открытый вверх веерообразный рисунок. В целом антиклинорий имеет вид антивергентного складчатого сооружения. Мелкие складки, осложняющие крупные антиклинали, более сжаты и имеют более сложную форму, чем складки, осложняющие крупные синклинальные структуры.

Севернее Курганакской зоны протягивается широкая полоса нижнепалеозойских и лландовери-венлокских преимущественно терригенных отложений, формирующих структуру антиклинорного типа. Ядро представлено крупной антиклиналью, запрокинутой на юг и осложненной многочисленными сжатыми мелкими складками, также запрокинутыми в южном направлении. Северное крыло антиклинория – это широкая открытая синклиналь, осложненная мелкими сжатыми складками без ясно выраженной вергентности. Таким образом, отложения палеозоя Туркестанского хребта смяты в складки полного (голоморфного) типа [Рогожин, 1987]. Южное крыло антиклинория срезано разломом, по которому отложения Туркестано-Алайской зоны контактируют с полифациальными и разновозрастными отложениями Курганакской зоны.

Исходя из детального анализа морфологии складчатой структуры описанных зон и сравнения их тектонического стиля с экспериментальными моделями, Е.А. Рогожин [1987] приходит к выводу, что формирование структурного плана региона связано не с поперечным внешним сжатием, как это считают большинство исследователей, а с действием механизма адвективного нагнетания прогретых масс осадочного материала в ядрах крупных антиклинориев под действием объемной силы тяжести. Мне представляется, что формирование структуры описанных зон можно объяснить и несколько иначе: (к обсуждению этого вопроса мы еще вернемся), но в одном, по-видимому, Е.А. Рогожин совершенно прав: "Полная складчатость... формируется в результате внутренней активности толщ осадочных пород" [Рогожин, 1987. С. 132].

Действительно, в данном случае мы не можем указать жестких ограничений, между которыми могло бы происходить сдавливание. Кроме того, наиболее напряженная структура характерна не для внешних, а для внутренних участков области, охваченной складкообразовательным процессом, что в определенной мере противоречит механизму поперечного сжатия за счет внешних сил.

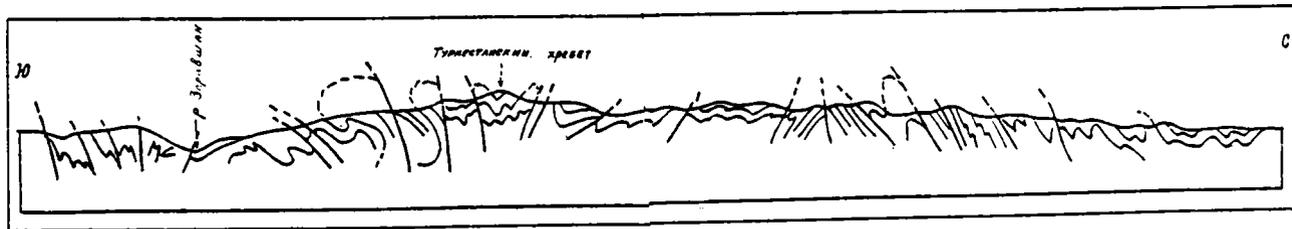


Рис. 14. Складчатая структура Туркестанского хребта (по: [Рогожин, 1977], упрощено) (объяснения в тексте)

Курганакская тектоническая (структурно-формационная) зона протягивается в субширотном направлении вдоль северного склона Туркестанского хребта (рис. 15–17). Восточнее в пределах Алайского хребта, она известна под названием Сурметашской. Зона расположена несколько косо по отношению к генеральным простираниям структур Южного Тянь-Шаня и, переходя с северного склона Туркестанского хребта на южный склон Алайского, служит как бы разделом между различно развивавшимися в палеозое северо-восточным и юго-западным секторами Южно-Тянь-Шаньской складчатой области. Общая протяженность зоны более 400 км, ширина 12–15 км, на отдельных участках 30–40 км. Нами изучен приблизительно 40-километровый отрезок Курганакской зоны, между долиной руч. Катташир на западе и долиной р. Аксу на востоке.

Структурные ограничения. Южной границей Курганакской зоны служит надвиг, по которому разновозрастные и разнофациальные отложения зоны тектонически перекрыты мощной серией терригенных флишеподобных пород нижнесилурийского возраста, принадлежащих Зеравшано-Туркестанской зоне Южного Тянь-Шаня [Кухтиков, 1968; Рогожин, 1977; Чехович, 1956]. Породы силура смяты в складки с южным падением осевых плоскостей. Поверхность сместителя надвига наклонена в южном направлении, углы наклона варьируют от 10 до 50–60°, плоскость надвига имеет волнистую форму. В пределах собственно Курганакской зоны сохранились останцы некогда более широко распространенных аллохтонных масс нижнего силура, которые залегают в виде синформ на различных горизонтах разреза Курганакского типа.

С севера отложения Курганакской зоны на большем своем протяжении ограничены Заамин-Каравшинским разломом [Кухтиков, 1968]. В данном районе этот разлом крутой, с субвертикальной поверхностью сместителя, которая на отдельных отрезках имеет северные или южные падения под углами 60–80°. В северном крыле разлома расположена толща лландоверийско-венлокских песчано-сланцевых пород Туркестано-Алайской зоны. В западной части изученного района (урочище Токаличука) разлом не прослеживается – он либо затухает, либо уходит в поле монотонных отложений нижнего силура. Соответственно здесь теряется и граница между зонами, что находит отражение и в особенностях внутренней тектонической структуры района, о чем речь пойдет ниже. Силурийские образования прорваны многочисленными дайками габбро-диоритов, которые параллельным роем протягиваются на многие десятки километров в соответствии с общим простиранием структур.

Литостратиграфические подразделения и их структурная позиция. В пределах Курганакской зоны обнажаются толщи пород широкого возрастного диапазона (от кембрия до неоген-четвертичных) и разнообразного состава. Большая часть территории сложена породами палеозоя, которые формируют серию ограниченных разломами субвертикальных или наклоненных к югу тектонических чешуй субширотного простирания.

Вдоль южного края зоны протягивается полоса (тектоническая пластина) глинистых сланцев и филлитов с горизонтами известковистых сланцев. В отдельных обнажениях удается видеть, что известковистые сланцы сформированы по карбонатным песчаникам турбидитового типа. Стратиграфическая принадлежность сланцево-карбонатной толщи и ее положение в структуре зоны трактуются неоднозначно. Одни исследователи на основании находок ископаемой фауны считают всю толщу сланцево-карбонатных пород кембрийской [Марковский, 1928; Хайруллина, 1964; Хайруллина, Яскович, 1961; Яскович, 1962]. Другие полагают, что кембрийская фауна находится в переотложенном залегании, и толща в целом является средне-верхнекаменноугольной. При этом допускается существование внутри этой толщи пластин (опис-

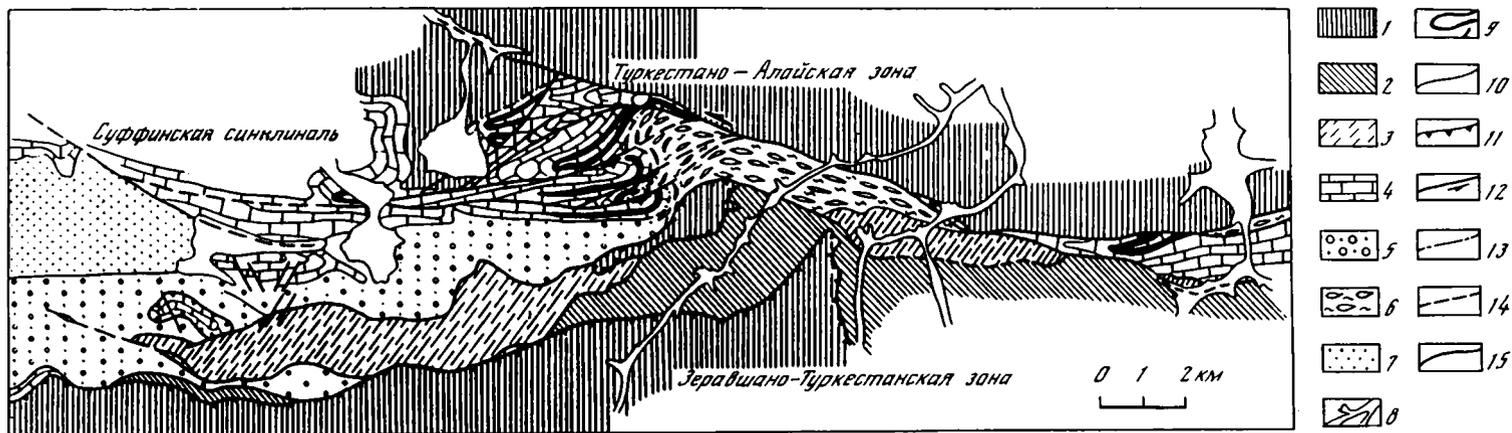
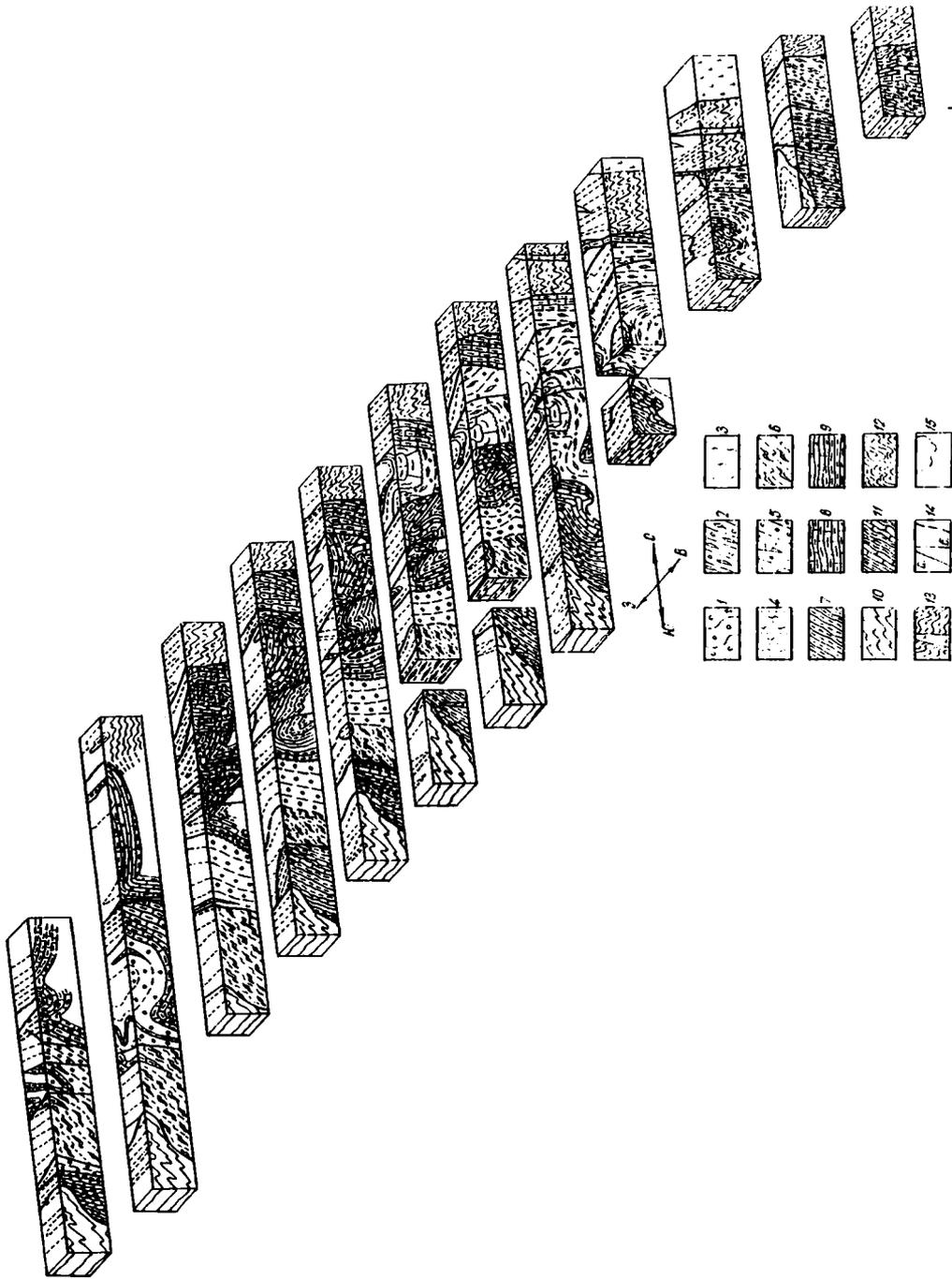


Рис. 15. Структурная схема участка Курганакской сutureной зоны в бассейне р. Алтыкол

1 – терригенные отложения силура Зеравшано-Туркестанской, Туркестано-Алайской и Курганакской зон; 2–6 – палеозойские отложения Курганакской зоны: 2 – зона выходов пород кембрия, 3 – зона выходов пород среднего–верхнего карбона, 4 – известняки, мраморизованные известняки девона–нижнего карбона, 5 – верхнепалеозойская глыбово-конгломератовая толща, недеформированная и неметаморфизованная, 6 – верхнепалеозойская глыбово-конгломератовая толща, пластически деформированная, метаморфизованная; 7 – кайнозойские отложения; 8 – четвертичные отложения; 9 – ядра антиклинальных складок; 10 – стратиграфические границы; 11 – надвиги; 12 – сдвиги; 13 – тектонический срыв по стратиграфическому контакту; 14–15 – разломы: 14 – предполагаемые, 15 – установленные



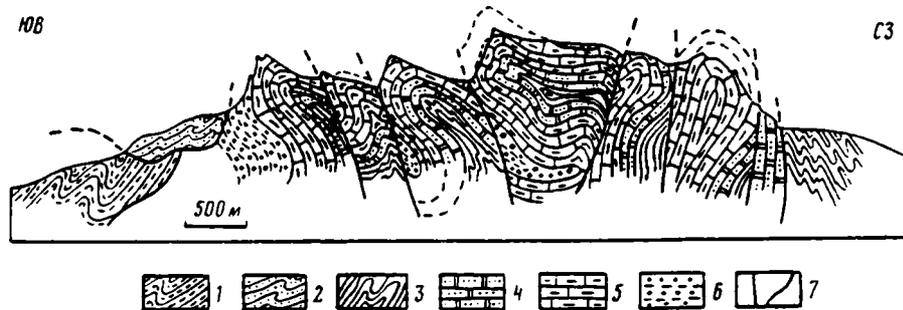


Рис. 17. Поперечный разрез через Курганахскую зону в районе массива Токаличука

1 — глинистые и карбонатные сланцы кембрия; 2 — флишевые толщи нижнего силура Зеравшано-Туркестанской зоны; 3 — глинистые сланцы кембрия (?)—ордовика—силура; 4 — песчаные известняки, мергели, сланцы, гравелиты верхнего силура—девона; 5 — известняки девона—нижнего карбона; 6 — конгломераты, песчаники, глыбовые брекчии верхнего палеозоя; 7 — разрывы

топлак) и собственно кембрийских образований. Нам представляется, что толща описываемых пород имеет кембрийский возраст и остатки ископаемой фауны кембрия находятся в первичном залегании, так как толща эта имеет специфический состав и строение, отличные от расположенных севернее песчано-глинистых отложений каменноугольного возраста, с которыми их параллелизуют некоторые исследователи.

Породы кембрия формируют крутую, наклоненную к югу моноклираль, ограниченную с севера разрывом. Вблизи северного контакта моноклираль осложнена складчатыми структурами с размахом крыльев в десятки и сотни метров. Отдельные крупные складки, осложняющие, но не нарушающие моноклиральное залегание, фиксируются и внутри толщ. Интересно отметить, что несмотря на отсутствие крупных складок, захватывающих толщу в целом, породы чрезвычайно интенсивно дислоцированы. В них фиксируются многочисленные малоамплитудные складочки пластического течения, осевые плоскости которых субпараллельны поверхностям напластования пород, а также кливаж и сланцеватость. Разрыв, ограничивающий с севера пластину кембрийских пород, крутой, но крутые залегания, по-видимому, отражают последующую деформацию первично пологого надвига, так как в долине руч. Алтыкол наблюдается изгиб поверхности разрыва, и из-под кембрийских пород в тектоническом окне появляются раздавленные и метаморфизованные конгломераты верхнепалеозойского возраста, более обширные выходы которых расположены несколько севернее.

Непосредственно севернее пластины кембрийских пород в западной части района расположена чешуя, сложенная толщей черных железистых и загипсованных углито-глинистых сланцев с прослоями песчаников, гравелитов, с редкими линзами и прослоями конгломератов, а также глыбовых брекчий. Среди тонких глинистых



Рис. 16. Тектоническая структура Курганахской зоны (блок-диаграмма)

1—5 — глыбово-конгломератовая толща, верхний палеозой: 1 — недеформированные и неметаморфизованные породы, 2 — пластически деформированные породы; 3 — породы, превращенные в слюдиристо-хлоритовые, карбонатно-сланцево-хлоритовые сланцы, 4 — породы, превращенные в серицит-хлоритовые, карбонатно-серицит-хлоритовые сланцы, 5 — пластины известняков в толще конгломерато-брекчий; 6—7 — углито-глинистая толща, средний—верхний карбон: 6 — хаотического строения, 7 — с нормальной стратификацией; 8 — известняки, нижний карбон; 9 — известняки и доломиты, песчаники, сланцы, верхний силур—девон (?); 10 — флишевая толща, нижний силур; 11 — глинистые и известковистые сланцы, кембрий; 12 — глинистые сланцы, песчаники, нижний силур; 13 — дайки габбро-диоритов; 14 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — трансгрессивный контакт

отложений заключены крупные пластины (олистоплаки) известняков, по облику схожих с нижнекаменноугольными. На основании остатков ископаемой фауны, собранной как в основной массе, так и в гальках конгломератов, возраст отложений датируется [Кухтиков, 1968; Черенков, 1973] верхнемосковским подъярусом среднего карбона—верхним карбоном.

Внутренняя структура пород комплекса сложная: пласты смяты в складки незаконной формы, разорваны, будинированы; отдельные пачки как бы перемешаны между собой. Общий облик толщи хаотический. Ширина зоны выходов углисто-глинистой толщи варьирует от 0 до 1,5–2 км. Контакты с окружающими образованиями на западе района тектонические; к востоку же от долины руч. Кусавли наблюдаются стратиграфические взаимоотношения с толщей конгломератов верхнего карбона—перми.

Значительную часть площади изученного отрезка Курганакской зоны занимают отложения силура—верхнего палеозоя, образующие непрерывный разрез. И именно структура этого комплекса дает наиболее интересную информацию о характере и последовательности тектонических событий в пределах зоны.

Силур. Отложения силурийского возраста в пределах зоны наиболее распространены в центральной части района (урочище Токаличука), образуя единое поле с силурийскими образованиями расположенной севернее тектонической зоны Высоких предгорий Алая, а также выходят в ядра антиклинальных складок в более восточной части Курганакской зоны. Пландоверийско-нижневенлокские образования представлены [Кухтиков, 1968] толщей известняков, глинистых сланцев, глинистых известняков. Присутствуют прослои гравелитов и конгломератов с галькой кремней, известняков и кварца. Верхневенлокские отложения представлены карбонатными фациями: тонкослоистыми биоморфными, детритусовыми, шламовыми известняками, мергелями, известковистыми алевролитами, реже песчаниками. Распространены коралловые и брахиоподовые известняки, встречаются прослои кварцевых гравелитов. Возраст пород определен на основании находок разнообразной ископаемой фауны [Кухтиков, 1968; Чехович, 1956].

Девон—нижний карбон. Этот стратиграфический интервал представлен мощной согласно пластующейся толщей тонко-толстослоистых известняков и доломитов. Наличие в мощном непрерывном разрезе фауны девона, турнейского и визейского ярусов нижнего карбона свидетельствует о непрерывном осадконакоплении.

Верхний палеозой. В западной части района на известняках нижнего карбона без видимого углового несогласия, но с размывом, залегает толща конгломератов, широко распространенная на изученной территории. Конгломератовая толща наиболее детально изучена И.Н. Черенковым [1973]. Конгломераты имеют различный облик и состав: в разрезе чередуются пачки мелко- и крупногалечных конгломератов, гравелитов, крупнозернистых зеленовато-серых песчаников, глыбовых брекчий. Конгломераты могут быть мономиктовыми, состоящими из галек известняков, и полимиктовыми, сложенными гальками разнообразных пород: известняков, песчаников, кремней, габбро-диоритов и др. Окатанность галек хорошая, но встречаются и неокатанные угловатые обломки и глыбы.

Внутри конгломератовой толщи расположены горизонты и линзы карбонатных брекчий. Характерной особенностью толщи является наличие многочисленных глыб и пластин карбонатных пород нижнекаменноугольного облика. Размер изометричных глыб колеблется от 20–50 см до нескольких десятков метров в поперечнике. Пластины известняков при толщине 20–100 м достигают протяженности до 1 км и более. Пластины, как правило, окружены шлейфами карбонатных брекчий и расположены в соответствии с общим напластованием пород. Особенности внутреннего строения конгломератово-глыбовой толщи позволяют рассматривать ее как типичную молассу

с телами гравитационных и, возможно, тектоно-гравитационных микститов [Леонов, 1981].

Восточнее бассейна р. Актенги конгломератовые толщи надстраивают глинисто-песчаные отложения среднего–верхнего (?) карбона. Наличие стратиграфических взаимоотношений с карбонатными разрезами нижнего карбона и с углисто-глинистыми и песчано-глинистыми образованиями среднего–верхнего карбона свидетельствуют о трансгрессивном залегании глыбово-конгломератовых отложений на образованиях различных фациальных зон. В гальках конгломератов собраны многочисленные остатки ископаемой фауны среднего карбона [Кухтиков, 1968; Марковский, 1928; Черенков, 1973]. Таким образом, возраст молассовых отложений не может быть древнее верхнего карбона. Растительные остатки, найденные в толще, указывают на принадлежность ее к верхнему карбону–нижней перми [Черенков, 1973].

Тектоническая структура. Четкая стратиграфическая последовательность фаунистически охарактеризованных отложений позволяет с большой степенью детальности разобраться во внутренней структуре района. В общих чертах в пределах западного отрезка зоны выделены три тектонические пластины (блоки): южная сложена породами кембрия, центральная – породами среднего–верхнего карбона, северная – мощным разрезом силурийско-позднепалеозойских отложений. Структуры южной и центральной пластин были охарактеризованы в предыдущем разделе. Наиболее сложной и информативной является структура северного блока, к рассмотрению которой мы и перейдем, проследив ее изменение в направлении с запада на восток.

В западной части района структура достаточно проста и представляет собой серию открытых складок. В северной части расположена пологая Суффинская синклиналь, которая в южном направлении сменяется асимметричной антиклиналью с коленообразным перегибом шарнира. Южнее фиксируются сопряженные синклинальные и антиклинальные складки с углами падения слоев на крыльях до 40–50°. Перегибы складок плавные, округлые. Структура осложнена серией субвертикальных разломов, смещения по которым весьма незначительны. В восточном направлении структура отложений силура–верхнего палеозоя существенно усложняется. Основной структурный план здесь определяется карбонатной частью разреза – толщей известняков и доломитов девона–нижнего карбона. Породы смяты в серию сопряженных антиклинальных и синклинальных перегибов с сильно сближенными крыльями. Падение пластов на крыльях составляет 60–90°, падение осевых плоскостей субвертикальное с небольшим отклонением в северном или южном направлении. Происходит усложнение Суффинской синклинали; на месте коленообразного перегиба формируется лежащая складка с субгоризонтальной осевой плоскостью, которая у северного ограничения резко изгибается и становится практически вертикальной. Складки, расположенные к северу от этой лежащей антиклинали, делаются постепенно все более сжатыми и преобретают форму капель, обращенных выпуклостью вверх. В ядрах складок обнажаются отложения силура, в местах сужения карбонатных "капель" оба крыла складки сходятся. Отложения силура смяты в мелкие, дисгармоничные по отношению к общей структуре малоамплитудные сильно сжатые складки. В южной части на контакте известняков с конгломератами верхнего палеозоя наблюдается запороживание южных крыльев и перевернутое залегание слоев.

Каждая антиклинальная складка отделена от соседней разрывом, которые развиваются на месте синклинальных перегибов. Замки синклиналей при этом редуцируются, растягиваются и исчезают полностью. Разломы, разделяющие смятый в складки массив известняков, крутые – вертикальные или слабо наклоненные. Наклон плоскостей сместителей веерообразный. Разломы, расходясь в центральной части массива, в западном и восточном направлениях сближаются и сливаются в единую плоскость. Разломы представляют собой взбросо-сдвиги. Вертикальная составляющая

перемещений порядка 200–300 м, горизонтальная, фиксируемая по латеральному смещению блоков, имеет приблизительно такие же значения.

В районе сая Мурзаулей наблюдается изгиб геологических границ и структурных элементов. По контакту известняков нижнего карбона с конгломератами верхнего палеозоя и по ориентировке осевых плоскостей складок вырисовывается четкий S-образный изгиб структуры, отражающий наличие горизонтальной складки с вертикальным шарниром. На северо-восточном окончании S-образной горизонтальной складки известняки выклиниваются и в восточном направлении прослеживаются вдоль Заамин-Караванского разлома в виде отдельных бескорневых линз. Некоторые из них имеют антиклинальную каплевидную форму. В бассейне руч. Актенги мощность известняков снова возрастает, и здесь отчетливо видно антиклинальное строение карбонатного массива. В ядре антиклинальной "капли" обнажаются породы верхнего силура.

На отрезке между саям Мурзаулей, долинами ручьев Алтыкол и Кусавли северный блок сложен исключительно породами верхнего палеозоя, которые, параллельно пластуясь, образуют крутую моноклинал, наклоненную к югу под углом 70–80°. Восточнее долины Кусавли конгломератовая толща тектонически выклинивается и появляется снова в долине Актенги, на правом борту которой они выходят в едином блоке с подстилающими их известняками девона–нижнего карбона.

S-образный изгиб осложнен серией взбросо-сдвигов с левосторонним смещением, по которым отдельные блоки сдвинуты относительно друг друга в субширотном направлении. Блоки, разделенные разломами, имеют форму клиньев, утоняющихся и частично выклинивающихся по простиранию и по падению.

Кроме крупных складчатых и разрывных нарушений, захватывающих весь комплекс пород в целом, в изученном районе широко развиты структуры пластического течения, приуроченные к определенным зонам и горизонтам. Формы и особенности проявления пластических деформаций будут рассмотрены в разделе "Структурно-метаморфические ансамбли". Здесь же следует отметить, что изучение этой категории структур указывает на наличие интенсивного течения вещества вдоль простирания Курганакской зоны и приводит к тектоническому расслоению разреза.

Из приведенного выше описания видно, что Курганакская зона представляет собой сложно построенную структуру со специфическим набором формаций и стилем тектонического строения, что позволяет рассматривать ее как длительно развивающийся самостоятельный геотектонический элемент складчатой области Южного Тянь-Шаня. Судя по особенностям стратиграфического разреза, можно полагать, что Курганакская зона с лудловского времени и до середины карбона являлась приподнятым над общим уровнем морского дна участком типа карбонатной платформы. В западном направлении платформа расширялась, в восточном, по всей вероятности, представляла собой систему карбонатных банок с мелководными условиями осадконакопления. Основным этапом структурообразования в Курганакской зоне приходится на конец позднего палеозоя–начало мезозоя (?). Деформацией охвачен весь разрез, вплоть до верхнепалеозойской глыбово-конгломератовой толщи; юрские и более молодые отложения ложатся на дислоцированные породы палеозоя трансгрессивно и с угловым несогласием. Интенсивные тектонические движения начались, по всей вероятности, еще в период накопления глыбово-конгломератовой толщи верхнего карбона–перми. Наличие в ней гигантских отторженцев карбонатных пород нижнего карбона, которые залегают внутри конгломератов в виде конседиментационных покровов (олистоплак), свидетельствует о расчешуивании и образовании надвигов в теле карбонатной платформы.

Формирование структуры Курганакской зоны происходило в два этапа. На первом этапе, в условиях общего поперечного сжатия складчатой области, были сформирова-

ны тектонические покровы и надвиги в пограничных областях зоны. Отложения самой зоны (карбонатной платформы) были смяты в систему сложных складок, разбитых надвигами на отдельные блоки. Блоки, надвигаясь друг на друга, создавали сложный рельеф, который при разрушении давал массы грубообломочного материала, в том числе гигантские пластины и глыбы. Второй этап деформаций наступил после того, как в пределах зоны была исчерпана возможность сокращения пространства в результате образования складчатой структуры и системы надвигов. Складки превратились в изоклинальные (или почти изоклинальные), надвиги в результате поворота, вызванного продолжающимся сжатием, были поставлены в вертикальное положение. Блоки стали проскальзывать относительно друг друга, выжимаясь вверх или погружаясь и перекрываясь толщами конгломератов и песчаников. В этот момент начинают преобладать сдвиговые смещения по разломам и продольное пластическое течение горных масс внутри зоны. Гетерогенность отложений, слагающих Курганакскую зону, создавала благоприятную обстановку для пластической деформации и латерального проскальзывания одних объемов горных пород по отношению к другим. Течение и сдвиговые перемещения, как показывает замер ориентировок длинных осей деформированных галек, осуществлялись по простиранию зоны и под небольшим углом к горизонту. Латеральное течение горных масс естественно требовало пространственной компенсации, которая осуществлялась в образовании системы эшелонированных взбросо-сдвигов и пластическом изгибании пород между ними. Именно так и была, по-видимому, сформирована горизонтальная сигмоида массива Токаличука.

В зоне изгиба сигмоиды породы подверглись дополнительному растяжению, и именно вдоль периметра сигмоиды установлены наибольшие величины деформации. Коленообразные горизонтальные флексуры, компенсирующие латеральное течение пород, фиксируются и еще в нескольких местах, в частности на левом борту долины руч. Кусавли. Интересной особенностью пластической деформации района является то, что ею охвачена толща, наиболее гетерогенная по внутреннему строению. Именно верхнепалеозойские конгломераты, в меньшей степени известняки девона–нижнего карбона стали местом развития пластического течения. Массив карбонатных пород, смятый в систему сложных практически изоклинальных складок, также подвергся растяжению в латеральном направлении. Ядра антиклинальных каплевидных складок образуют линзы, расположенные вдоль северного разлома в виде отдельных чехок, выклинивающихся по простиранию и по падению. Некоторые "капли" выжимаются в более верхние горизонты структуры. Синклинальные перегибы в результате пластического растягивания редуцируются, образуют "хвосты" каплевидных складок. На границе толщ, по-разному реагирующих на пластическую деформацию, формируются послонные срывы, внутри толщи конгломератов возникают зоны течения разной интенсивности с дифференциальным проскальзыванием горизонтов. Описанные закономерности тектонической структуры однозначно свидетельствуют о том, что в постпозднепалеозойское время Курганакская зона представляет собой область хрупко-пластического продольного течения горных масс, или "пластического сдвига".

Механизм формирования тектонической структуры Курганакской зоны увязывается и с более общими закономерностями структурообразования в пределах Южно-Тянь-Шаньской складчатой области. Было показано [Коныгин, Леонов, 1985], что в формировании Восточно-Алайской сигмоиды большую роль играло латеральное тектоническое течение горных масс. Курганакская зона, косо рассекая Южно-Тянь-Шаньские структуры, на востоке смыкается с западным ограничением Сугутского метаморфического блока, слагающего ядро Восточно-Алайской сигмоиды. Ему присущи те же особенности тектонического строения, что и описанному участку Курганакской

зоны (наличие каплевидных антиклиналей в карбонатных породах, пластическое течение и метаморфизм в кремнистых и терригенных, формирование зон пластического течения разной интенсивности и послынных срывов и пр.).

Латеральное хрупко-пластическое течение горных масс в пределах Курганакской зоны продолжалось и позднее; оно продолжается, вероятно, и в настоящее время. Об этом свидетельствуют прежде всего пластическая деформация и метаморфизм палеоген-неогеновых отложений, а также обновление разрывов в новейшее время и заложение в пределах зоны впадин, выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями. На западном погружении Курганакской зоны чехол молодых образований постепенно все более молодыми (вплоть до неоген-четвертичных) горизонтами ложится на дислоцированный палеозойский фундамент. Это делает вполне реальным предположение, что в пределах области латерального тектонического течения формируются участки растяжения. На соседних участках, в зонах компенсации этого растяжения, образуются горизонтальные флексуры и сигмоиды. То есть в пределах зоны "пластического сдвига" формируются тектонопары: впадины растяжения—горизонтальные складки сжатия. Феномен сопряженности в пространстве зон растяжения и сжатия описан в работах А.В. Лукьянова, Л.М. Расцветаева, А.И. Суворова, В.Г. Трифонова, И.Г. Щербы.

Выявленные закономерности развития структурного плана Курганакской зоны указывают на большое значение латерального тектонического течения горных масс в процессе формирования структуры Южно-Тянь-Шаньской складчатой области, что характерно и для других складчатых областей [Буртман, 1968, 1984; Копп, 1979].

Таковы в общих чертах тектоническая структура Курганакской зоны и динамика ее формирования. Морфология структурных форм и их сопряженность в пространстве однозначно указывают, что формирование современного тектонического стиля зоны связано с условиями поперечного субмеридионального сжатия. Но механизм возникновения сжимающих напряжений остается проблематичным. Можно было бы связать поперечное сжатие в пределах зоны с общим сокращением пространства в результате раздавливания между жесткими блоками, однако при этом остается неясным, каким образом сжимающие напряжения передаются на породы Курганакской зоны через обрамляющие ее с севера и с юга пластичные толщи Зеравшано-Туркестанской и Туркестано-Алайской зон. Чтобы снять это противоречие, нужно, вероятно, привлечь механизм, обуславливающий внутреннюю активность всего объема осадочных пород и приводящий к обстановке дефицита пространства.

Для деформирования структуры осадочных пластичных толщ Зеравшано-Туркестанской и Туркестано-Алайской зон предложен [Рогожин, 1977, 1987] механизм адвекции, т.е. нагнетания масс осадочного материала в ядра крупных антиклинорий под действием объемной силы тяжести. Данный вывод основан главным образом на сходстве морфологии складчатой структуры, наблюдаемой в природе и получаемой путем моделирования. Возможно, механизм адвекции играл определенную роль в образовании структуры Зеравшано-Туркестанской и Туркестано-Алайской зон, однако нужно помнить, что морфологическое сходство не может служить доказательством реальности того или иного процесса, тем более, когда отдельные структурные ансамбли рассматриваются в отрыве от строения складчатой области в целом.

Альтернативной адвективному может служить механизм поверхностного дисгармоничного сжатия, возникающего при общем сокращении пространства, которое сопровождается дифференциальным перемещением квазипластичных объемов вещества, и при тектоническом расслоении литосферы [Пейве, 1967; Пушаровский, Ельников, Перфильев, 1985; Тектоническая расслоенность..., 1980; Трифонов, 1987]. Такое решение представляется более оправданным, так как лучше вписывается в общие закономерности тектонического строения и истории формирования палеозойской структуры Южного Тянь-Шаня.

ОБОБЩЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МАТЕРИАЛА ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Как видно из материала по геологии Южного Тянь-Шаня, на рассматриваемом пересечении выделяется три типа зон с различным тектоническим стилем и формационным выполнением (Южно-Гиссарская и Гиссарская зоны здесь не анализировались) (см. рис. 1, 2).

Первый тип представлен складчатыми зонами с антивергентным строением [Рогожин, 1977, 1987], которые характеризуются полной складчатостью, выполаживанием осевых плоскостей складок от центра к краям зоны, развитым осевым кливажом. К этому типу относятся Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны.

Для второго типа (Зеравшано-Гиссарская зона) характерны синклинирное (синформное) строение, надвиги и тектонические покровы, лежащие складки, структуры пластического течения, сланцеватость, субпараллельная первичному положению напластования горных пород, зеленосланцевый метаморфизм.

Антивергентные зоны первого типа сложены мощными толщами (нижний палеозой–силур) терригенно-глинистого, реже глинисто-карбонатного состава, вулканизм в этих зонах практически отсутствует. Синформные зоны сформированы сложным комплексом пород (ордовик–нижний карбон), главными из которых являются основные вулканиды и кремнисто-терригенные породы в нижних частях разреза и мощные карбонатные (в значительной части рифовые) известняки и доломиты средней части разреза. Венчают разрез синформных зон песчано-сланцевые образования с прослоями конгломератов и реже глыбовых брекчий.

Третий тип – это узкие шовные зоны (сутуры) с субвертикальным залеганием пластов или псевдоантиклинорным строением. К ним относятся Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская и Курганакская зоны. Для зон этого типа характерны карбонатные и кремнистые отложения (карбон), сменяющиеся вверх по разрезу флишевыми толщами с телами тектоно-гравитационных микститов (верхний палеозой), которые трансгрессивно с резким угловым несогласием перекрываются мелководными и континентальными отложениями мезозоя и кайнозоя. Существование зон с различными формационными выполнением и структурой отмечалось и ранее [Синицин, 1960; Кухтиков, 1968; Леонов, 1988; и др.].

Анализ разрезов и структурного плана изученной территории позволяет сделать некоторые общие выводы о механизмах структурообразования, ответственных за формирование тектонического стиля складчато-покровного сооружения Южного Тянь-Шаня.

1. В пределах Южного Тянь-Шаня в период формирования складчато-покровной области действовало несколько в определенной мере независимых механизмов структурообразования: пластическое течение горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости (для Зеравшано-Гиссарской зоны на ранних и поздних этапах развития); пластическое течение и нагнетание материала по простиранию складчатой области (для Курганакской зоны с позднего палеозоя до настоящего времени); поперечное задавливание с явлениями складчатости и диапиризма (для Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской и Курганакской зон с позднего палеозоя до настоящего времени); некоторые другие механизмы. При этом начиная с позднего палеозоя главным механизмом формирования структур, которому подчинены все прочие, является общее поперечное сокращение пространства в пределах складчатой области в целом.

Как можно видеть, во времени и в пространстве ведущая роль в пределах конкретных структурных ансамблей, которые в принципе отвечают структурно-формационным зонам, переходит от одного механизма к другому при ведущей роли в процессе структурообразования поперечного субмеридионального сокращения пространства.

Современная структура складчатой области есть результат интерференции различных по генезису структурных планов.

2. Складчатой области в данном пересечении, несмотря на наличие надвиговых и покровных структур, не свойственны шарьяжные перекрытия с перехлестыванием отложений различных структурно-формационных зон друг через друга – закономерность, характерная и для более восточных районов Южного Тянь-Шаня [Леонов, 1985, 1988]. Общее сокращение пространства, помимо эффекта складко- и надвигообразования, компенсируется дифференциальными (как вертикальными, так и горизонтальными) движениями крупных объемов горных масс.

Отложения одних зон (Зеравшано-Гиссарской, Зеравшано-Туркестанской, Туркестано-Алайской) по системе встречных пологих надвигов выжимаются в более верхние горизонты земной коры, задавливая отложения более молодых верхнепалеозойских и мезозойско-кайнозойских прогибов (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Курганакская зона). При этом происходит надвигание приподнятых объемов горных пород на отложения, слагающие задавливаемые и погружающиеся вследствие этого участки земной коры.

В результате этого процесса образуются крупные синформы, разделенные узкими сутурными швами. Внутренняя структура синформ различна и определяется частными, свойственными конкретной зоне, механизмами структурообразования: Зеравшано-Гиссарская зона является синформой в прямом смысле этого термина; синформа Зеравшано-Туркестанской зоны вырисовывается только по подошве структуры, внутренняя же складчатая структура имеет антиклинорный облик. На отдельных участках, там, где надвиги, ограничивающие подошву синформ, сходятся, образуются сутурные швы, или структуры тектонического сшивания [Лукьянов, 1980]. Вниз, расширяясь в виде веера, отложения шовных зон уходят под в значительной мере аллохтонные образования синформных зон. Структура шовных зон ранее трактовалась как антиклинорная (П.Д. Виноградов), однако, по-видимому, это представление ошибочно. Изучение шовных зон, в частности Каракуль-Зиддинской, показало, что породы в них в самом общем плане образуют сложную синклинальную складку с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями, которые срезаны надвигами.

В пределах "задавленных" шовных зон (сутур) наблюдаются тектоническое нагнетание материала вверх и вниз с образованием псевдодиапировых структур и его латеральное перераспределение, сопровождающиеся пластическими деформациями и метаморфизмом (Курганакская зона). Сутурные швы являются, по существу, зонами хрупко-пластического сдвига, что фиксируется по ориентировке осей складок, направлению максимальных удлинений при пластической деформации, наличию сдвиговой составляющей при движении по разломам, продольному будинажу и т.д. В сутурных швах исчезают отложения крупных зон, неизвестных в коренных выходах. Об их существовании мы можем судить только по наличию отторженцев, заключенных в виде олистолитов во флише или в молассе либо находящихся в виде тектонических пластин в осадочном меланже.

3. Отложения всех структурно-формационных элементов несмотря на их значительное горизонтальное сближение относительно друг друга сохраняют первоначальное положение, которое они занимали в едином латеральном ряду в период осадконакопления. Но при этом надо иметь в виду следующее обстоятельство. Шовные зоны являются зонами хрупко-пластического сдвига (латерального хрупко-пластического течения масс) и расположены под небольшим (10–20°) углом к генеральному простиранию структур Южного Тянь-Шаня. Отложения различных типов разрезов косо срезаются ими, и фрагменты этих разрезов могут быть захвачены в зону пластического течения и перемещены по латерали на некоторое расстояние. В результате этого процесса в соприкосновение могут быть приведены разные типы разрезов отстоявших довольно далеко друг от друга. При этом, если не учитывать наличие

зоны пластического сдвига, может создаться впечатление, что произошло совмещение отложений, находящихся первоначально на больших расстояниях в поперечном, а не в продольном направлении.

4. Формирование современной структуры Южного Тянь-Шаня трудно объяснить без признания резкой дисгармонии между осадочной оболочкой и верхним коровым слоем и тектонического расслоения самого корового слоя [Трифонов, 1987]. Геофизические данные (устное сообщение С.С. Карапетова) в изученном пересечении показывают, что такая поверхность дисгармонии расположена на глубине 10–15 км. Таким образом, основной механизм формирования тектонического стиля Южного Тянь-Шаня – это механизм аккреции, сопровождающийся отслоением осадочной оболочки от подстилающего корового слоя и дисгармоничным сгущиванием отложений перед фронтом более древнего и стабильного блока Срединного Тянь-Шаня. Данный механизм формирования тектонической структуры складчато-покровных областей установлен автором и для более восточной части Южного Тянь-Шаня [Леонов, 1985, 1988] и для других районов, в частности Карякского нагорья [Пущаровский, Руженцев, Соколов, 1988] и Канадских Кордильер [Монгер, Саутер, Габриелис, 1974].

5. Исходя из особенностей состава и тектонической структуры пород Южного Тянь-Шаня, которые показывают, что отложение вулканогенно-осадочного чехла происходило на гетерогенном (океанического и континентального типов) [Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Леонов, 1988] основании, нужно предполагать, что современный "гранитно-метаморфический" слой складчатой области представляет собой структурно-метаморфический меланж. Последний состоит из переработанных в процессе длительной эволюции фрагментов древнего гранитно-метаморфического слоя, фрагментов базитовой коры и фрагментов палеозойского вулканогенно-осадочного чехла. Выходом этого структурно-метаморфического меланжа на поверхность, по всей вероятности, можно считать образования Гармского блока и его непосредственного обрамления, но здесь требуются еще специальные исследования.

Таковы общая структура Южного Тянь-Шаня и механизм ее формирования. Естественно, что многие аспекты общего геотектонического развития этой складчатой области не были затронуты, так как основное внимание было уделено описанию сутурных зон. Можно было видеть, что их изучение не только имеет узкорегionalное значение, но и позволяет выявить многие черты общей геологической эволюции этих структурных элементов и полнее оценить их роль в развитии Южного Тянь-Шаня. Однако прежде чем перейти к некоторым обобщениям, касающимся принципиального значения тектонических сутур в структуре покровно-складчатых зон, обратимся к описанию шовных зон некоторых других регионов, в частности Пьенинского утесового пояса Карпат и аналогичных структур Северной Африки.

ПЬЕНИНСКИЙ УТЕСОВЫЙ ПОЯС

Пояс Пьенинских утесов (рис. 18), один из главных тектонических элементов Карпатского горного сооружения, вытянут в общекарпатском направлении почти на 900 км от окрестностей Вены на западе до Мармарошского массива на востоке и сохраняет на всем протяжении очень незначительную (2–5, в отдельных местах до 20 км) ширину. Пояс ограничен крупными разломами, которые отделяют его на юге от области Внутренних Карпат, а на севере – от флишевых отложений Внешних Карпат.

Сведения по геологии зоны Пьенинских утесов содержатся в многочисленных работах [Андрусов, 1967; Биркенмайер, 1956; 1963; Богданов, Муратов, Хаин, 1958; Вялов, 1956; Вялов и др., 1963; Ксеншкович, Самсонович, Рюле, 1968; Круглов, 1971; Кульчицкий, 1967; Лешко, 1963; Andrusov, 1953; Birkenmajer, 1963; 1965; Birkenmajer, Lefeld, 1969; Alexandrovicz, 1966; Kosiński, 1963; Książkiewicz, 1962–1963, 1972; Sikora, 1971; и др.], данные которых наряду с наблюдениями автора использованы при описании геологии утесового пояса.

Зона Пьенинских утесов сложена рыхлыми песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями верхнего мела–палеогена ("осадочная оболочка" утесов), среди которых заключены хорошо выделяющиеся в рельефе, тектонически разобщенные и хаотически расположенные чешуи, глыбы и блоки (собственно "утесы") плотных кремнисто-карбонатных пород юрского и нижнемелового возраста. Породы осадочной оболочки смяты в складки. Утесы ограничены, как правило, поверхностями разрывов с зонами милонитизации и представляют собой бескорневые глыбы, блоки и пластины, размер которых колеблется от первых метров до многих километров в длину. Первоначально единые пласты часто будинированы и разлинзованы, при этом будины либо находятся на одном простирании, либо смещены по поперечным косым разломам. Удлинение будин совпадает с простиранием зоны, что указывает на наличие продольного растяжения вдоль линии Пьенинского пояса.

Утесы отдельных серий (подробнее см. ниже) образуют несколько перекрывающих друг друга чешуй и покровов. Наблюдается надвигание чешуй, сложенных породами одной серии, на отложения иных серий. В частности, пьенинская и промежуточные серии надвинуты на чорштынскую, которая обнажается в этих случаях в тектонических окнах и полуокнах. Покровные пластины смяты в складки. Интересно отметить при этом, что современное положение пластин, чешуй и покровов близко к вертикальному, пологие залегания менее характерны для тектонического стиля зоны.

Тектоническое строение осложняется дифференциальным проскальзыванием блоков пород различной компетентности. Отдельные пластины и блоки юрских и меловых известняков как бы плавают в более пластичных толщах пород. Основная масса, вмещающая блоки, часто рассланцована и покрыта на плоскостях сланцеватости многочисленными зеркалами скольжения.

Как уже говорилось, все породы, за редким исключением, залегают круто, часто вертикально. При приближении к границам пояса наблюдается разваливание в стороны от его центра, и в целом образуется веерообразная структура. Внутренняя структура свидетельствует об интенсивном тектоническом скупивании осадочных образований, однако в расположении утесов и их "осадочной оболочки" устанавливается определенный порядок, выражающийся в их приуроченности к соответствующим частям пояса и в их соотношениях друг с другом.

На основании особенностей строения разрезов отложений, слагающих утесы, различают несколько "утесовых" серий, каждая из которых соответствует определенной области бассейна седиментации. Четко можно выделить три группы серий, существенно различающиеся по составу и строению слагающих их отложений. Некоторые серии прослеживаются практически на всем протяжении пояса.

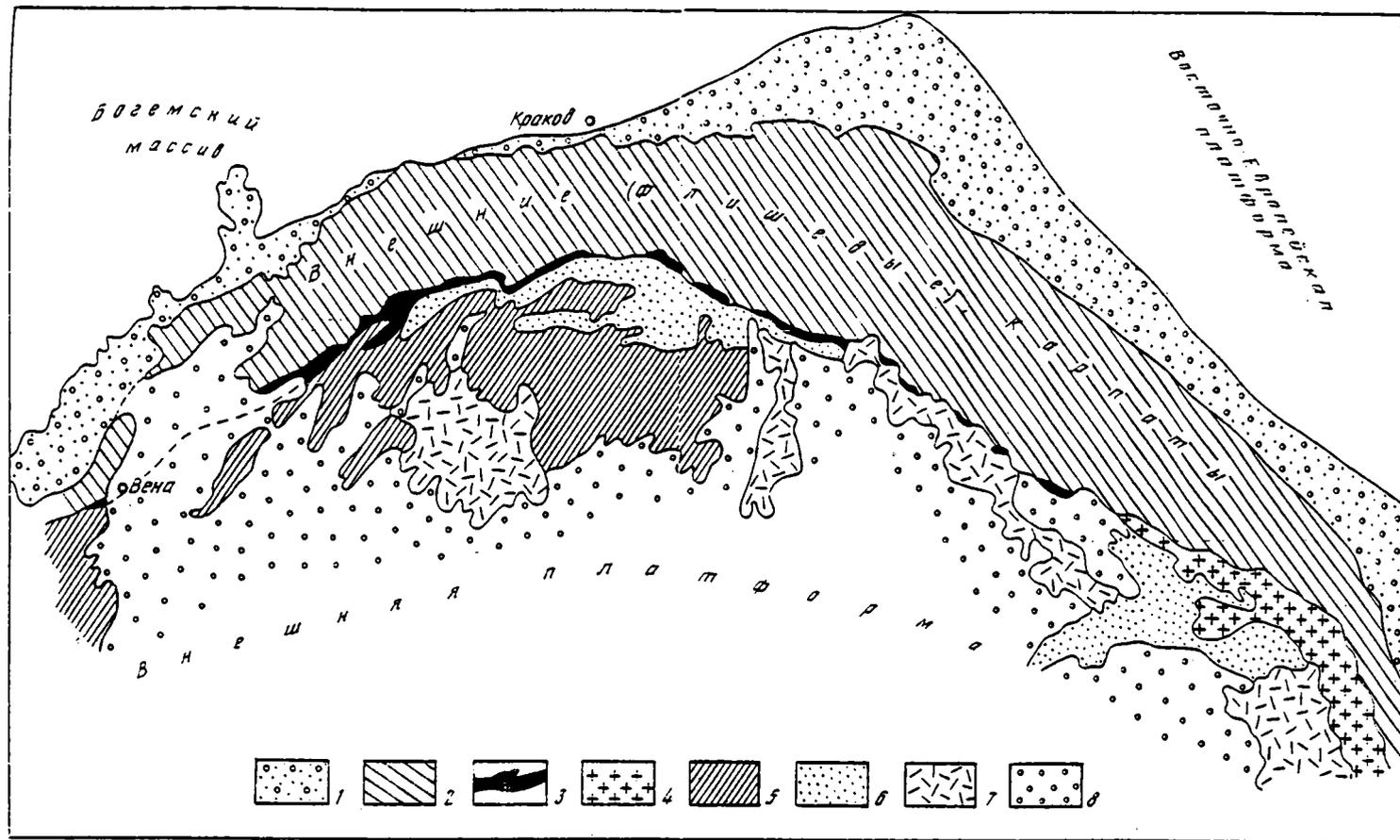


Рис. 18. Схема расположения основных тектонических элементов северной части Карпатского горного сооружения
 1 — краевой прогиб; 2 — флишевая зона; 3 — Пьенинский утесовый пояс; 4 — Мармарошский массив; 5 — допалеогеновый фундамент Внутренних Карпат; 6 — палеогеновый флиш Внутренних Карпат; 7 — неогеновые вулканы; 8 — неоген-четвертичная моласса

На территории Польши в пределах зоны Пьенинских утесов выделены следующие утесовые серии (с севера на юг): чорштынская, чертезицкая, недзицкая, бранисская, пьенинская и халиговецкая (последняя уже на территории Чехословакии). Однако различия между некоторыми сериями столь незначительны, что лучше выделять, как это и делают многие геологи, три группы серий: чорштынскую, пьенинскую, халиговецкую (клапскую).

Утесы чорштынской серии преобладают в северных частях пояса, а пьенинская – в центральных и южных. Халиговецкая серия известна только в утесах, расположенных вдоль самого южного ограничения пояса. Южнее области развития трех перечисленных серий, на территории Чехословакии, имеются отложения манинской серии с явными признаками принадлежности их к области Внутренних Карпат (верховая серия Высоких Татр).

На территории Польши наиболее древние слои утесовых серий представлены средним лейасом, а на территории Чехии и Словакии есть и более древние образования триаса–нижнего лейаса. Для чорштынской серии – это ладинские (?) доломиты и ладинско-карнийские известняки с кораллами. Разрез пьенинской серии начинается верхним триасом в фации гипсоносного кейпера, выше залегает рэт в швабской фации и нижний лейас – в грестненской (известняки и темные сланцы). В халиговецкой серии средний триас представлен доломитовыми известняками, кейпер – доломитами.

Наиболее полные разрезы утесовых серий можно проследить с верхнего лейаса. В это время начинают проявляться существенные различия в составе отложений, формирующих утесы (рис. 19, 20).

Разрез чорштынской группы серий (юра–неоком):

1. Опалинусовые слои (домер–средний аален) – серые, голубовато-серые мергели и мергелистые известняки.

2. Мурчисониевые слои (верхний аален–средний байос) – глинистые сланцы, черные, голубые и зеленоватые мергелистые глины с конкрециями сферосидеритов (10–30 м).

3. Белый криноидный известняк (верхняя часть среднего байоса–нижняя часть верхнего байоса) – неслоистые средне- и крупнокристаллические известняки с зернами кварца и обломочками известняков и доломитов триасового возраста (100–150 м).

4. Красный криноидный известняк (верхний байос–бат) – мелко- и среднекристаллические известняки с зернами кварца и обломками триасовых известняков и доломитов, с брахиоподовой фауной (2–18 м). Верхняя поверхность красных криноидных известняков покрыта гематитовыми и лимонитовыми корочками, образование которых связано с замедлением темпов осадконакопления и растворением карбонатных осадков в результате восходящих движений на границе батского и келловейского веков. В ряде мест красные известняки вследствие размыва отсутствуют.

5. Чорштынский комковатый известняк (келловей–киммеридж) – темно- и светло-красные, неяснослоистые, комковатые известняки с брекчиевидной структурой; желваки цементированы карбонатно-гематитовым цементом; местами наблюдаются массовые скопления аммонитов (6–15 м). Чорштынский известняк залегает либо на "красном", либо прямо на "белом криноидном известняке"; в последнем случае он подстилается осадочными брекчиями из обломков пород нижележащего слоя. Комковатые известняки отлагались не повсеместно; хиатус существовал, вероятно, не только в келловейское, но и в оксфордское время.

6. Дурштынский известняк (титон) – красные кальционелловые, криноидные известняки, ракушечники, подчиненно детритусовые известняки, слоистые и неслоистые.

7. Лысанский известняк (верхний титон–берриас) – брахиоподовые, криноидно-брахиоподовые, детритовые и псевдодетритовые красные известняки.

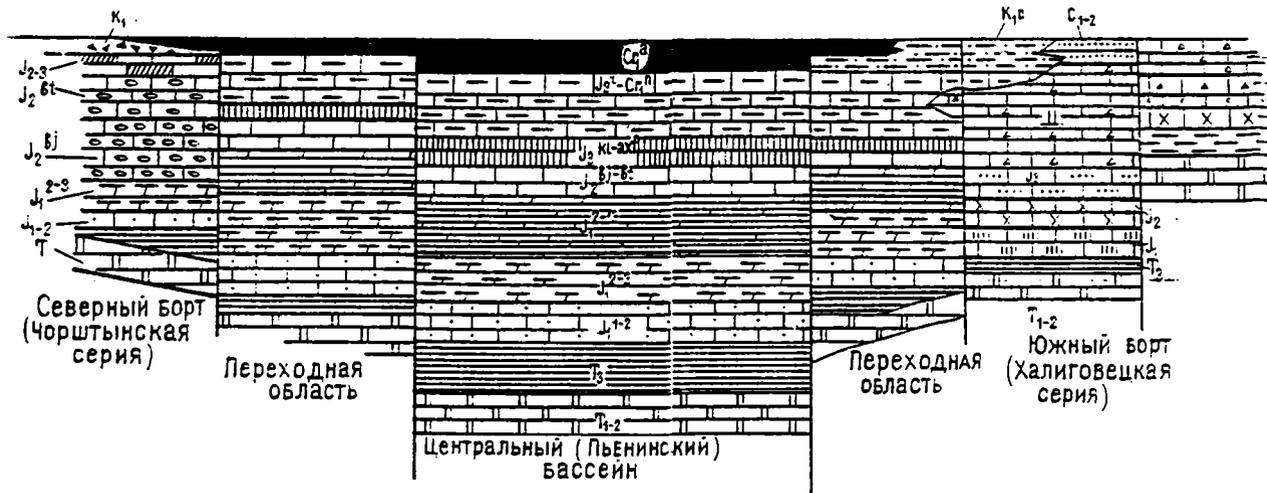


Рис. 19. Палинспастический профиль "угловых" серий Пьенинского пояса (по: [Scheibner, 1969], несколько упрощено)

1 – нижний–средний триас, карбонатные фации; 2 – рэтский, карнийский и норийский ярусы, карпатский кейпер, кесенские фации; 3 – нижний–средний лейас в грестенской фации; 4 – средний–верхний лейас, пятнистые мергели; 5 – аален, псидониевые слои; 6 – байос–бат, верхнепсидониевые слои; 7 – келловой–оксфорд, радиоляриты; 8 – титон–неоком, кальционелловые известняки; 9 – альб, пелагические мергели; 10 – нижний мел, списские сланцы и известняки; 11 – келловой–киммеридж, чорштынские комковатые известняки; 12 – бат – красные криноидные известняки, байос – белые криноидные известняки; 13 – альб, флишеподобные отложения; 14 – средний мел, флиш; 15 – ургонские известняки; 16 – келловой–оксфорд, известняки и кремни; 17 – доггер, брекчиевидные, комковатые и органогенно-детритусовые известняки; 18 – лейас, красные и зеленые песчаные известняки; 19 – неоком, органогенно-детритовые известняки; 20 – лейас, коричневые известняки, пятнистые мергели; 21 – мальм, красные оолитовые известняки

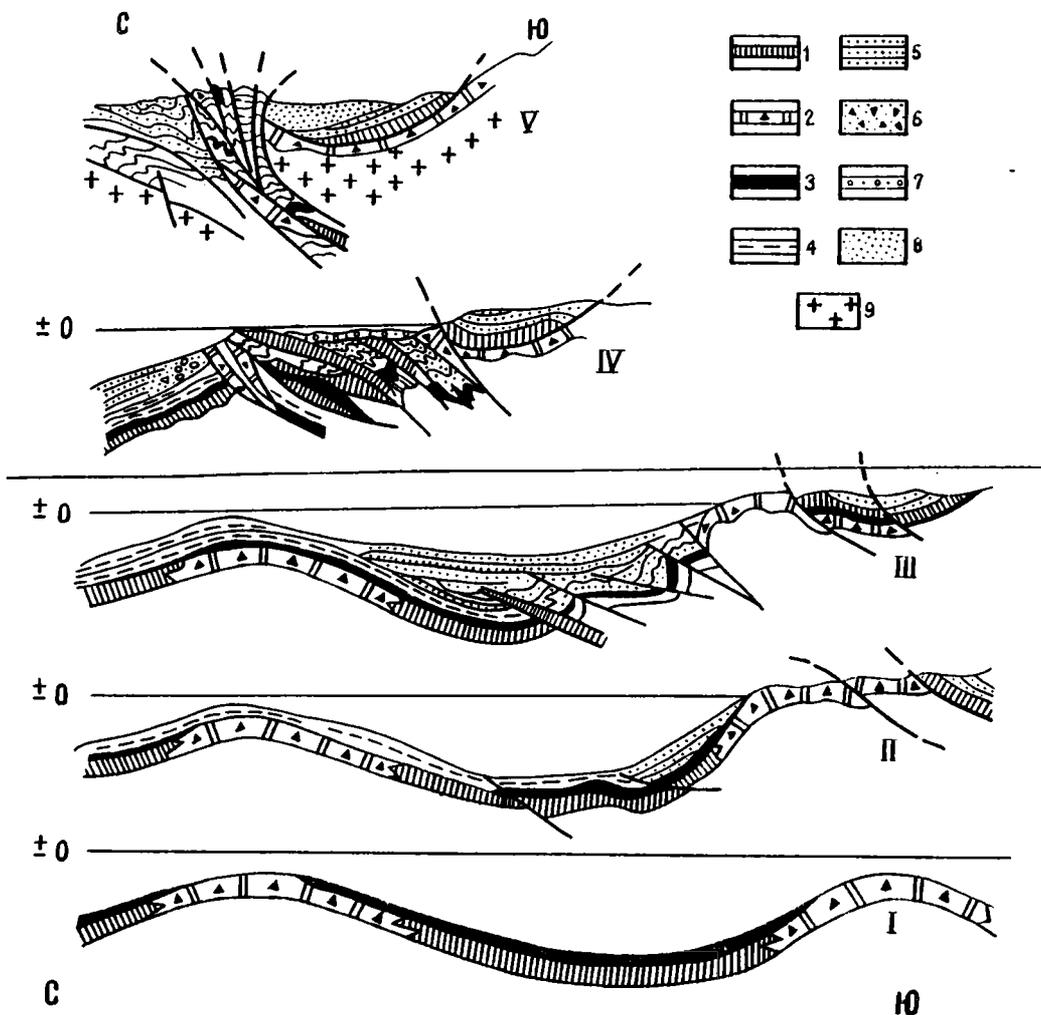


Рис. 20. Схема эволюции Пьенинского утесового пояса (использованы представления М. Ксеншкевича, Д. Андрусова, К. Биркенмайера, С. Александровича, Е. Шейбнера и др. в интерпретации автора)

Палеотектонические профили: I — к концу альба, II — к концу сеномана; III — в сantonе; IV — к началу раннего палеогена; V — современный. Доальбские отложения: 1 — глубоководные (известняки, мергели, радиоляриты); 2 — мелководные отложения (комковатые и криноидные известняки, ракушняки); альбские и более молодые отложения: 3 — глобигерино-радиоляриевые мергели и роговики; 4 — мергели; 5 — терригенные отложения, флиш; 6 — осадочные брекчии; 7 — песчано-глинистые отложения, конгломераты, флиш; 8 — палеогеновый флиш (подгальский); 9 — фундамент Восточно-Европейской платформы и Внутренних Карпат

8. Списский известняк (берриас-валанжин) — криноидные, темно-красные слоистые или сланцеватые известняки с аптихами.

Мощность отложений титона-неокома (слои 6-8) порядка 30 м.

Выделенные типы известняков титона-неокома распространены не повсеместно. Во многих местах отмечаются перерывы в осадконакоплении, которые охватывают на разных участках различные временные интервалы титона-неокома или весь неоком.

На северной окраине области накопления чорштынской серии отложения верхнего неокома отсутствуют.

Отложения юры–неокома чорштынской серии образовались хотя и в открытом морском бассейне, но на относительно мелководье (в пределах подводной отмели и ее склонов). Об этом свидетельствуют: наличие большого числа седиментационных перерывов и горизонтов хардграунда; состав осадков (ракушечники, детритусовые, обломочные и комковатые¹ известняки); примесь терригенного материала в карбонатных породах; перемыв и переотложение более древних горизонтов в более молодые осадки; присутствие мелководной бентосной фауны.

Разрез пьенинской серии (юра–неоком). Отложения этой серии слагают утесы, расположенные, как правило, южнее чорштынских, или тектонически перекрывают последние. На территории Польских Карпат наиболее низкие горизонты пьенинской серии представлены отложениями плинсбаха – кремнистыми известняками и мергелями. Выше залегают:

1. Посидониевые слои (домер–аален–байос?) – серые и черные мергелистые сланцы и сланцеватые известняки с бедной аммонитовой фауной (100 м).

2. Надпосидониевые слои (байос–бат) – грубо- или среднеслоистые голубоватые или коричневатые пятнистые мергели и мергелистые известняки, в верхней части окремнелые (50 м).

3. Радиоляриты (келловей–киммеридж) – в нижней части марганцевые радиоляриты красного цвета, тонкослоистые, с пропластками аргиллитов (20 м); выше залегают зеленые радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы (40 м); венчают разрез красные радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы (5 м).

4. Известняки с кремнями (титон–неоком) – толстослоистые белые и сероватые пелитоморфные известняки с прослойками и линзочками кремней; в отложениях встречено большое количество аптихов, радиолярий, аммонитовая фауна очень бедна (200 м).

Юрско-неокомские осадки пьенинской серии отлагались в открытом глубоководном бассейне с непрерывной седиментацией в условиях некомпенсированного прогибания, на что указывают незначительные мощности осадков, образование пелагических мергелей, известняков и радиоляритов, отсутствие примеси кластического материала и мелководной фауны. Аммониты встречаются редко, но появляется большое количество аптихов и радиолярий, которые сохраняются ниже уровня карбонатной компенсации.

Таким образом, для юры–неокома наблюдается существенное различие в строении разрезов и характере отложений пьенинской и чорштынской серий. Первая сложена мелководными отложениями, вторая – глубоководными. Но, как уже говорилось, между этими крайними членами Пьенинского пояса выделяется несколько промежуточных, которые имеют черты либо чорштынской, либо пьенинской серии либо и той и другой одновременно. Устанавливается закономерная смена отложений менее глубоководных более глубоководными при переходе к более южной серии.

В самой южной из утесовых серий – халиговецкой – выше отложений триаса залегают темные криноидные известняки, кварцитовидные песчаники и красные известковистые сланцы лейаса. Средняя юра представлена темными криноидными известняками, ракушечниками и черными роговиками. Верхнеюрские отложения включают серые комковатые известняки с прослоями радиоляритов. Титон–неоком сложен кремнистыми известняками. Характерны отложения барремско-аптского ярусов – “ургонские” известняки, представленные битуминозными, органогенно-

¹Комковатый известняк относится к отложениям типа фации “аммонико росо”, широко распространенной в пределах Альпийской области. Образование известняков этой фации приурочено к подводным отмелям и их склонам.

детритовыми черными известняками, слоистыми близ подошвы и массивными в кровле. В этой серии, как и в чорштынской, отложения более мелководные, чем в пьенинской. Отложения халиговецкой серии являются переходными от собственно пьенинских серий к верховой серии Высоких Татр (Внутренние Карпаты), представляющих собой южное ограничение Пьенинского бассейна.

Таким образом, юрско-нижнемеловые отложения Пьенинского пояса обнаруживают зональность, которая позволяет реконструировать обширный морской бассейн с пелагической седиментацией, ограниченный с севера и юга подводными отмелями.

Начиная с альба осадконакопление во всех сериях становится более однообразным, однако и здесь удается проследить некоторую дифференцированность отложений в зависимости от места, занимаемого ими в бассейне седиментации.

Альб–сеноман. В областях, расположенных южнее Пьенинского пояса (манинская и верховая серии Внутренних Карпат), начинается отложение мергелистых осадков, а позднее флишевых с прослоями конгломератов. В южной и средней частях Пьенинского бассейна образуются глобигерино-радиоляриевые мергели с роговиками.

Нижний–средний сеноман. Продолжается седиментация того же типа, что и в альбе, но в наиболее южной полосе (халиговецкая серия) появляется примесь песчаного материала. В чорштынской серии локально образуются зеленые глоботрункановые мергели, но на большей ее части осадконакопление отсутствует.

Верхний сеноман. В основном накапливаются пелагические отложения – пестрые глоботрункановые мергели; на юге (пьенинская серия) – мергели с прослоями алевролитов и песчаников. В самом конце позднего сеномана в южных и центральных частях бассейна образуются флишеподобные отложения. К северу песчаного материала меньше. В верховой серии Татр отложения верхнего сеномана неизвестны.

Турон. Во всех утесовых сериях отлагаются красные мергели, которые в южном направлении обогащаются терригенным материалом.

Коньяк–сантон. В начале коньякского века формируется тот же тип осадков, что и в туроне. Затем происходит резкая дифференциация утесового бассейна. В южной и центральной частях отлагаются песчаники и сланцы сромовецкого флиша (до 100 м); обломочный материал поступал с юга. В северной полосе продолжается накопление мергелей без примеси кластического материала.

Кампан. Кончается накопление сромовецкого флиша в южной части бассейна, что связано с поднятием этой области. На севере продолжается образование пелагических отложений (красные мергели).

Маастрихт. В конце кампана – начале маастрихта происходит смена условий осадконакопления, что связано с проявлением ларамийской фазы складчатости и покровообразования. В Пьенинском бассейне, кроме самой северной части чорштынской серии, накапливаются ямуцкие слои (флиш, конгломераты, брекчии). К северу от области распространения отложений чорштынской серии, в Магурской зоне, также шло образование ямутского флиша мощностью до 450 м; приближаясь к чорштынскому порогу, флиш фациально замещается толщей глыбовых брекчий ("клиффовая" фация) из обломков пород чорштынской и бранисской серий.

Нижний эоцен. После значительного перерыва в осадконакоплении (даний–палеоцен) на уже тектонически деформированные образования пояса с угловым несогласием ложатся песчаники и конгломераты "междуутесового" флиша (суловские конгломераты, шавницкие слои). В конгломератах содержатся обломки пород утесового пояса. Более высокие горизонты палеогена с утесовым поясом имеют недостаточно ясные взаимоотношения. В Словакии на дислоцированных образованиях Пьенинского пояса с резким угловым несогласием залегают бурдигальские отложения.

Строение постнеокомских отложений показывает, что пелагическая седиментация постепенно сменяется терригенной, флишевой. Кластический материал распространяется с течением времени к северу в глубь Пьенинского бассейна и до его северных

окраин. Наконец в кампане—маастрихте флишевые отложения "выплескиваются" через Чорштынский порог в Магурскую зону. Миграция флишевых отложений с юга на север, складчатость и размыв пород более южных зон и трансгрессивное залегание сеномана свидетельствуют о начале замыкания Пьенинского бассейна.

Последующая фаза сжатия с образованием покровов устанавливается в середине сенона. Но главные движения, приведшие в значительному сокращению бассейна и надвиганию южных серий на северные, произошли между кампаном и нижним палеогеном (ларамийская фаза). Современный облик Пьенинский пояс приобрел в результате тектонических движений, которые захватили и флишевую зону Карпат. К бурдигальскому времени в результате общего сжатия уже сильно деформированные отложения Пьенинского бассейна были сжаты между сближающимися массивами Восточно-Европейской платформы (вместе с залегающим на ней тектонически флишем) и Внутренних Карпат и выдавлены в виде гигантского "диапира". Геофизические данные позволяют считать, что частично отложения Пьенинского бассейна и карпатского флиша залегают под аллохтонными массами Внутренних Карпат [Tolwinski, 1956].

Исходя из наличия гигантского тектонического скупивания, тектонического перекрытия одних отложений другими (оно оценивается для отдельных покровов в 10–20 км), протяженности пояса и существования в Пьенинском бассейне глубоководной впадины, ограниченной двумя поднятиями (подводными отрядами), можно допустить, что первичная ширина бассейна была не менее 100–150 км (как и считают карпатские геологи).

Таким образом, в результате горизонтального сжатия отложения обширного глубоководного бассейна превращены в тектоническую мегабрекцию с высокой степенью скупивания слоев. Современная структура пояса формировалась, как можно заключить из анализа разрезов, их соотношения в пространстве и структурных форм, следующим путем (см. рис. 20).

На начальных этапах сжатие вызвало образование складчатых структур в отложениях юры—мела, при этом нижняя поверхность деформировалась дисгармонично по отношению к подстилающим породам доюрского фундамента (срыв произошел, вероятно, на уровне границы триаса—нижней юры). В дальнейшем в монолитной по отношению к верхним горизонтам разреза толще известняков и кремней складки трансформировались в надвиги. Тектонические чешуи и пластины надвигались друг на друга, протыкали оболочку из верхнемеловых мергелей и флиша и вдавливались в нее. Мергели и флиш вследствие своей пластичности испытывали лишь пликативные дислокации и, сминаясь в складки, образовывали нагромождения пластичного материала, мощность которого становилась гораздо больше первичной.

На последних этапах тектонической деформации большое значение приобрели процессы будинирования, при которых единые пластины компетентных пород разрывались и растаскивались в направлении простирания зоны деформации, перемещаясь дифференцировано относительно друг друга и оболочки. Продольный будинаж свидетельствует об интенсивном пластическом течении вещества в продольном (субпараллельно оси пояса) направлении. Заметно проявление процессов диапиризма в пластичных отложениях и псевдодиапиризма, когда блоки компетентных пород (известняков, кремней) перемещаются, выжимаясь в более высокие горизонты песчано-мергелистых пород оболочки. На явления диапирической и "псевдодиапирической" тектоники, а также на возникновение структур будинажа неоднократно обращали внимание М. Ксеншкевич, К. Биркенмайер, Д. Андрусов и др. Отдельные глыбы вели себя при этом, как изюминки в разминаемом тесте. В результате толщи пород, которые отложились в Пьенинском бассейне, под действием сил горизонтального сжатия были превращены в своеобразную структурную единицу, для которой характерны многие морфологические и генетические черты, свойственные и ранее описанным сутурным зонам Южного Тянь-Шаня.

МАРОККАНСКИЙ РИФ И ТЕЛЛЬ-АТЛАС

В Западном Средиземноморье выделяются покровно-складчатые сооружения Бетско-Рифско-Телльской дуги, которые представляют собой типичную альпийскую структуру и принадлежат Альпийскому складчатому поясу (рис. 21). В пределах западно-средиземноморской дуги Альпид выделяются Внутренние (Интерниды) и Внешние (экстерниды) зоны. Внутренние зоны сложены метаморфическими образованиями палеозоя, карбонатными и флишевыми отложениями мезозоя и кайнозоя. Внешние зоны представлены сложно построенным покровным комплексом мергелисто-глинистых и флишевых отложений, надвинутых на краевой миоценовый прогиб и субплатформенные осадки северного края Африканской платформы.

На глранице Внутренних и Внешних зон в виде узких разобщенных выходов прослеживается цепь карбонатных массивов, известная в литературе как Известняковый кряж, или Дорсаль (от фр. "dorsale" – хребет, позвоночный столб, прерывистая горная цепь). Известняковый кряж протягивается с перерывами от массивов Малой и Большой Кабилии на востоке до Эр-Рифа на западе, где испытывает изгибание в соответствии с конфигурацией гибралтарской дуги и вновь появляется в Бетских Кордильерах на территории Испании. Рассмотрим на основании данных, содержащихся в работах [Тектоника Африки, 1973; Tectonique de l'Afrigue, 1971; Мезозойско-кайнозойские... 1977; Тектоника..., 1988; Krenkel, 1957; Вотак, 1976], характерные особенности строения Известнякового кряжа в пределах Эр-Рифа и Телльского Атласа (рис. 22, 23).

В разрезе Известнякового кряжа преобладают карбонатные породы. Наиболее древними являются морские осадочные отложения триаса в альпийской фации. Выше залегают породы инфралеяса или рэтского яруса, представленные известняками с прослоями доломитов или аргиллитово-доломитовой толщей. Нижний и средний лейас в основании представлен известняками и доломитами, которые вверх по разрезу сменяются известняками с прослоями кремней. Фациальный состав и состав ископаемой фауны свидетельствуют о том, что эти осадки отлагались в неритовой зоне. В интервале от среднего лейаса до третичной системы отлагались главным образом осадки открытого моря; разрез сильно сокращен и в отдельных местах из него выпадает ряд горизонтов, либо вовсе не отлагавшихся, либо уничтоженных размывом.

В некоторых структурных комплексах разрез неокома начинается пачкой конгломератов иногда значительной мощности, что свидетельствует о размыве ранее отложившихся осадков, однако никаких признаков суши (или ее близости) не наблюдается. Разрез третичной системы начинается либо с палеоцена, либо с эоцена. Разрез представлен мергелями и известняками, переслаивающимися между собой. Отмечены прослои органогенных известняков, конгломератов и микробрекчий. Третичные отложения залегают на подстилающих образованиях без резкого углового несогласия. Привнос обломочного материала заметен по всему объему третичной толщи, но существенно терригенными породы становятся лишь с олигоцена.

В начале третичного периода нестабильность дна бассейна седиментации отражалась только в некоторых фациальных особенностях отложений. В олигоцене произошла смена условий осадконакопления – горизонты брекчий и конгломератов фиксируют интенсивный размыв. Серия олигоценых слоев перекрывает уже дислоцированные отложения и, следовательно, была сформирована после первой фазы складчатости. В то же время все контакты ее с подстилающими породами тектонические, и, скорее всего, олигоценые отложения залегают в виде тектонического покрова.

В современной структуре породы описанного выше разреза слагают серию тектонических чешуй, клиньев и покровов, местами полого, но в основном круто надви-

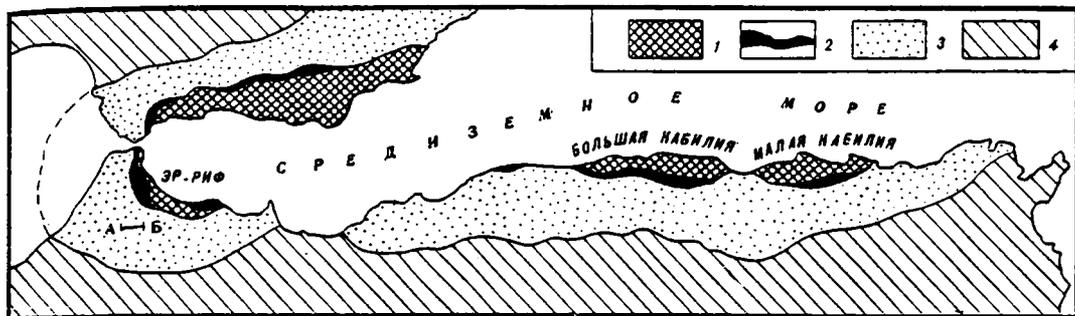


Рис. 21. Положение Известнякового кряжа (Дорсалья) в структуре западносредиземноморской дуги
 1 — Интермиды; 2 — Известняковый кряж; 3 — Экстермиды; 4 — внеальпийские образования.
 А—Б — положение линии профиля на рис. 24

нутых друг на друга. Чешуи и клинья имеют различную толщину и протяженность; разрывы, разделяющие отдельные фрагменты карбонатного разреза, сливаются друг с другом, изменяют угол наклона, местами образуют веерообразную структуру. В ряде чешуй и клиньев породы смяты в острые изоклинальные складки, крылья которых могут быть оборваны разрывами. Породы Известнякового кряжа в целом круто надвинуты на расположенные южнее образования Внешних зон, а сами по крутому надвику перекрыты более внутренними элементами Рифид (на востоке — массивами Малой и Большой Кабилии).

Характер выходов пород Известнякового кряжа, их внутренняя структура и взаимоотношения с окружающими образованиями Внешних и Внутренних зон показывают, что формирование этого пояса связано с интенсивным поперечным сжатием, формированием покровных структур и их последующим выдавливанием в верхние горизонты земной коры в период альпийского тектогенеза.

Особенности осадконакопления свидетельствуют о том, что оно шло в условиях подводной гряды или отмели. Зона представляла собой мелководную банку, не поднимавшуюся над уровнем моря, но возвышавшуюся над общим уровнем морского дна. По существующим представлениям, образования Известнякового кряжа являлись первоначально осадочным чехлом внутренних массивов Рифской и Телль-Атласской зон.

В позднем мелу зона была захвачена деформациями незначительной интенсивности. С конца эоцена, в позднелютетское время и в олигоцене происходят значительные складко- и покровообразовательные движения. В конце олигоцена формируются мощные шарьяжи, в результате чего Известняковый кряж приобретает в общих чертах свой современный облик, характеризующийся наложением друг на друга различных частей разреза подводной отмели и ее более древнего основания. Окончательно облик Известнякового кряжа оформился в новейшее время, когда произошло выжимание его в виде системы известняковых гряд в верхние горизонты коры и преобразование жестких пород в результате процесса размыва и выветривания.

Данные по геологии Известнякового кряжа показывают, что существует большое сходство между структурой кряжа и историей ее формирования и структурой и эволюцией Пьенинского утесового пояса Карпат. Обе структуры сформированы в пограничной между внутренними и внешними зонами области покровно-складчатых альпийских сооружений. И Пьенинский пояс и Известняковый кряж образовались на месте внутрибассейновых поднятий (относительно мелководных банок). Последовательность структурной эволюции также сходна: поперечное сокращение пространства, дисгарманичная складчатость и возникновение тектонических чешуй

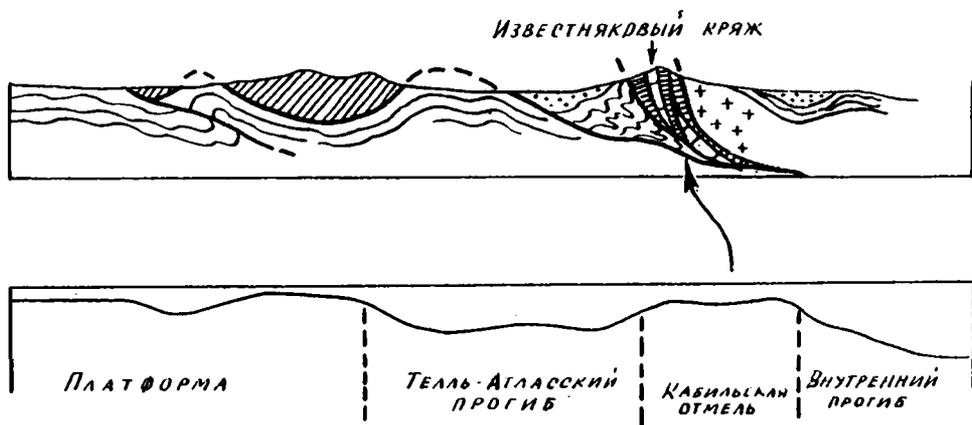


Рис. 22. Структура Алжирского Тель-Атласа и его мезозойские палеогеографические элементы (из кн.: Тектоника Африки, с. 67, рис. 4, значительно упрощено) (объяснения в тексте)

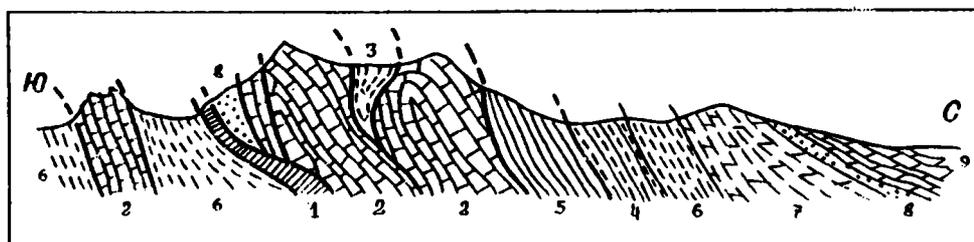


Рис. 23. Структурный профиль через один из участков Известнякового края (по: [Krenkel, 1957, с. 60, рис. 18])

1 — триас; 2 — домер; 3 — тоар; 4 — титон, берриас; 5–6 — нижний мел; 7 — эоцен; 8–9 — виандобон: 8 — песчаники; 9 — мергели

на ранних этапах; тектоническое скупивание и выжимание в верхние горизонты коры на поздних этапах становления покровно-складчатого сооружения.

Важной чертой сходства является и тектоническое расслоение разреза на уровне триасовых отложений. Подобное сходство указывает на некую общность палеотектонической эволюции как различных сегментов Альпийской складчатой области, так и определенного класса тектонических структур — узких протяженных сутурных швов, являющихся в современном их виде отражением зон коллизии различных палеотектонических элементов Альпийского складчато-покровного сооружения.

Восстанавливая историю становления тектонической структуры Известнякового края и Пьенинского пояса, мы исходим из анализа условий осадконакопления и современного строения этих зон. Структуры, возникающие на промежуточных этапах геологической эволюции, мы вынуждены восстанавливать, интерполируя начальные и конечные этапы их развития. Структурные формы, существовавшие на этих промежуточных этапах, непосредственно наблюдать невозможно. Однако в пределах Эр-Рифа известны структуры, как бы законсервированные на промежуточных этапах своего развития. Речь идет о структурах Предрифского комплекса, относящегося к внешним зонам Марокканского Рифа.

На западе области выделяются Внутренняя и Внешняя зоны Предрифского комплекса, сложенные

преимущественно карбонатными субплатформенными отложениями мезозоя, трансгрессивно перекрытыми осадками нижнего тортона. Фундаментом мезозойского чехла служат дислоцированные породы палеозоя, которые в юго-западной части района образуют выступ – Марокканскую Месету. Палеозойский фундамент погружается к северу и северо-востоку в направлении Предрифского прогиба. На юго-западном краю Предрифского прогиба расположены очень характерные морфоструктурные элементы, называемые Предрифскими грядами. Они образуют две ветви (дуги), вложенные одна в другую. Сложены Предрифские гряды в основном мезозойскими карбонатными породами, смятыми в острые складки, осложненные чешуйчатыми надвигами. Общая тектоническая структура Предрифских гряд изображена на рис. 24 и не нуждается в подробном комментарии, но некоторые моменты истории осадконакопления и становления структуры гряд необходимо отметить.

Стратиграфический разрез Предрифских гряд начинается гипсово-соленосными отложениями триаса, выше которых залегают нижнелейасовые тонкозернистые известняки и слоистые доломиты с прослоями мергелей. Средний лейас представлен массивными, иногда рифогенными и субрифовыми известняками, сменяющимися вверх по разрезу слоистыми известняками и мергелями. Тоарский ярус сложен мергелями с прослоями известняков, а также известняками. Байос представлен мергельной толщей с прослоями известняков, но ближе к верхним горизонтам разреза появляется обломочный материал. В самых верхних горизонтах байоса обломочный материал становится преобладающим. Разрез юрских отложений венчают песчаники батского яруса.

Альбский ярус в нижних горизонтах сложен конгломератами, на которых залегают мергели и глинистые известняки с большим или меньшим содержанием песчанистого материала, с остатками устриц и аммониев. Верхние горизонты мезозойского разреза – это сенонские глинистые известняки, включающие в кровле прослой фосфоритов.

Выше залегают мергели нижнего тортона, которые перекрывают различные горизонты подстилающего разреза. Тортонаские отложения отличаются большим своеобразием строения. В принципе это монотонная мергельная толща, но в ней содержится большое количество переотложенной фауны и присутствуют чужеродные элементы – отторженцы триасовых гипсов, титонских известняков, мергельных известняков меловой системы. Кроме глыб и блоков, внутри отложений тортона залегают своеобразный тектонический покров Предрифа. Предрифский покров образует протяженное пластовое тело или несколько тел, сформированных бесструктурной мергельной массой, в которую заключены фрагменты соленосных отложений триаса, а также юрских, меловых, палеогеновых и нижнемиоценовых отложений. Жесткие блоки ныне погружены в пластичные породы матрикса, образуя мощные скопления в одних районах и редкие островки – в других. Перекрывается Предрифский покров отложениями среднего тортона.

Особенности разреза зоны Предрифа и современная структура позволили авторам, изучавшим эти образования, построить следующую картину палеотектонической эволюции области. В течение всего мезозоя в районе отлагались достаточно мелководные субплатформенные преимущественно карбонатные осадки. Карбонатное осадконакопление лишь изредка прерывалось незначительным поступлением терригенного материала, указывающего на незначительную деформацию и возникновение, по-видимому, слабо выраженного рельефа.

С позднего сенона и до начала тортона территория представляла собой сушу. В нижнем тортоне осадконакопление возобновилось, сформировались системы прогибов и относительных поднятий, на что указывает сокращение мощности допокровных миоценовых отложений. Возникновение рельефа связано, вероятно, с тектоническими деформациями, которые в это время уже охватили более внутренние зоны Марок-

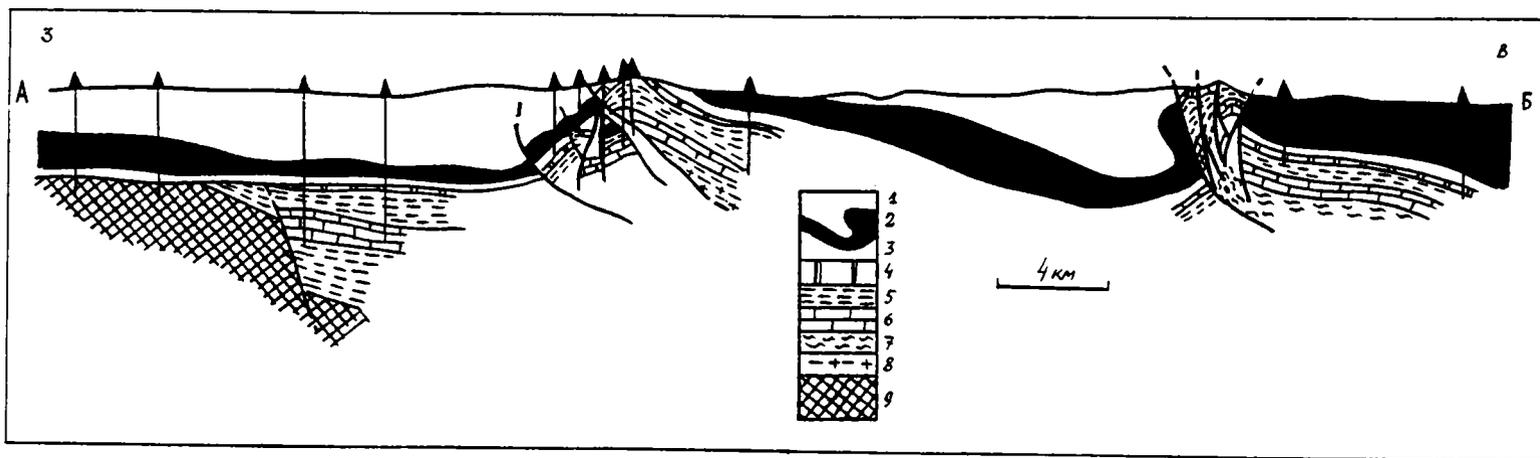


Рис. 24. Схематический профиль через Предрифские гряды (из кн.: Тектоника Африки, 1973, с. 34–35, рис. 7)

1 – "последопокровные" миоценовые отложения; 2 – Предрифский тектонический покров; 3 – "допокровные" миоценовые отложения; 4 – средняя юра; 5 – "последомерский" лейас; 6 – массивные породы домерского яруса; 7 – инфралеяс, триас; 8 – массивная каменная соль; 9 – породы палеозойского фундамента

канского Рифа. В середине тортона произошло становление системы Предрифских покровов. Эти покровы были перемещены под действием "тектоники гравитационного течения" из более внутренних зон и, по существу, представляли собой грязевые потоки, образованные сложной смесью пород меловой системы и глинистых мергелей тортона с инъекциями триасовых гипсов. Средне- и верхнетортонские отложения Предрифского прогиба являются "синхропокровными", и в них в виде отторженцев содержатся значительные массы чужеродных элементов, т.е. в тортонское море переотлагались в виде олистостромов и олистолитов (микститов) все древние породы, подвергавшиеся разрушению и размыву.

Перемещение Предрифского покрова является результатом расчленения цоколя на отдельные чешуи под воздействием процесса общего поперечного сжатия, что привело к сокращению ширины зоны приблизительно на 30 км. В это время происходит дисгармоничный срыв по горизонту гипсоносных и соленосных отложений триаса, нижние слои расчленяются на отдельные чешуи и блоки, которые в виде либо складок, либо пластин пробивают перекрывающую их толщу мергелей и образуют характерные формы рельефа, называемые в Марокко софами. Массы Предрифского покрова частично обтекают эти гряды, частично перехлестывают через них и достигают внешнего края миоценового моря. Позднее гряды окончательно оформились и, "прорвав" тектонический покров вместе с вмещающими его отложениями, были выдвинуты в более верхние горизонты и отпрепарированы эрозией.

Поскольку интенсивность движений горизонтального сжатия в районе Предрифа ослабевала по направлению к внешнему краю, сохранились структуры, если можно так сказать, "незрелые". Их наличие позволяет проследить оформление известняковых гряд на разных стадиях этого процесса (см. рис. 24).

Можно видеть, что особенности тектонической структуры Предрифских гряд, и морфология и механизм образования чрезвычайно схожи с таковыми Известнякового кряжа, Пьенинского утесового пояса Карпат и Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня, описанных в предыдущих разделах. Во всех этих регионах в результате сложной тектонической эволюции в условиях интенсивного поперечного сокращения пространства происходит отслоение части пластичных толщ от более монолитных подстилающих образований, тектоническое расчешуивание крепких пород и дисгармоничное смятие – пластичных, формирование тектонических чешуй, покровов, блоков, их тектоническое скучивание и тектоническое выдавливание в верхние горизонты земной коры в виде своеобразных тектонических диапиров. Общим является и возникновение этих структурных элементов на месте относительных поднятий, мелководных банок, отмелей, приподнятых над общим уровнем морского дна. Естественно, имеются и определенные отличия, связанные с региональными особенностями, но в целом Предрифские гряды можно рассматривать как мини-модель более общего и имеющего межрегиональное значение структурно-тектонического процесса формирования протяженных сутурных зон определенного типа.

ЧАСТЬ 2

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ АНСАМБЛИ

Анализ факторов, контролирующих ход вещественных преобразований горных пород при метаморфизме, – одна из важнейших задач геологии. Наиболее дискуссионным является вопрос о структурном контроле метаморфических процессов. Интерес к исследованиям в этой области не ослабевает [Бондаренко, 1976; Казаков, 1987; Коныгин, Леонов, 1987; Леонов, 1988; Лукьянов, 1986, 1987б; Лукьянова, Лукьянов, 1987; Марков, 1988; Мясников и др., 1986; Паталаха, 1978; Паталаха, Лукиенко, 1986; Флинн, 1967; Чередниченко, 1964; Чиков, 1988; и др.], и главное внимание при этом уделяется оценке той роли, которую играет в процессе метаморфизма одностороннее давление – стресс, оценка влияния которого на метаморфические преобразования неоднозначна. Согласно одной точке зрения, минеральные реакции определяются составом породы и условиями литостатического давления и температуры [Винклер, 1979; Коржинский, 1940; и др.], тогда как функцией стресса является лишь преобразование структуры [Лукьянов, 1986, 1987б]. Другие исследователи [Елисеев, 1963] придают одностороннему давлению значение самостоятельного фактора метаморфизма. Неоднозначность подхода к оценке фактора одностороннего давления отражена и в публикациях последних лет [Лукьянов, 1987б; Лукьянова, Лукьянов, 1987; Чиков, 1988]. Предложены две трактовки сущности того явления, которое обычно называют динамо- или стресс-метаморфизмом.

Согласно одной модели [Лукьянов, 1987б; Лукьянова, Лукьянов, 1987], "преобразования, происходящие при стрессе одновременно с изменением их минерального состава, обусловленными P – T условиями, т.е. P – T преобразования в условиях или при участии стресса...", названы SPT -метаморфизмом (термодинамометаморфизмом в условиях стресса) [Лукьянова, Лукьянов, 1987, С. 162].

SPT -метаморфизм, или, по терминологии цитируемых авторов, реальный метаморфизм, может быть разложен на два компонента: стресс-метаморфизм (S -метаморфизм) и термодинамический (PT -метаморфизм). "Главным следствием стресс-метаморфизма является такое перераспределение вещества в породе, которое снимает стресс, а следовательно, приводит к деформации и образованию ориентированной структуры. Стресс-метаморфизм является одной из форм проявления деформации" [Лукьянов, 1987б. С. 17]. Изменение минерального состава по этой модели связано исключительно с P – T условиями, существующими в областях проявления SPT -метаморфизма. В одной модели показано, что стресс не может вызывать в горных породах сколь угодно существенных минеральных преобразований.

Вторая модель [Чиков, 1988] описывает стресс-метаморфизм как "структурно-вещественное преобразование породных массивов и геологических тел в условиях высокобарического анизотропного поля напряжений". Опираясь на данные геологических наблюдений и механохимии, автор указывает, что "при образовании зон S -метаморфизма... значение имеют две группы последовательно протекающих, но тесно

взаимосвязанных процессов: 1) деструкции исходного породного субстрата и нарушение структурных связей среды, подверженной стрессу; 2) конструктивное преобразование среды S-метаморфизма за счет: а) механического перераспределения материала на уровне минералов, пород и геологических тел, б) диффузии, спекания диспергитов, бластеза, перекристаллизации пород и появления новых геологических тел (ассоциаций) с новыми структурными связями. В ходе образования... динамометаморфических ассоциаций... проявляется энергия механохимической активации и диффузии, которые служат пусковым механизмом и энергетической основой последующего бластеза, рекристаллизации и перекристаллизации пород” [Чиков, 1988. С. 8–10]. В этой модели стресс выступает как фактор, определяющий образование динамически неустойчивой системы, в которой происходят процессы структурно-вещественного преобразования, стимулированные приложением механической энергии.

Из сказанного можно сделать два вывода: 1) стресс не является фактором минеральных преобразований, но наличие стресса приводит к возникновению системы, характеризующейся неоднородным полем напряжений; 2) релаксация сложного напряженного состояния осуществляется путем структурных (первая модель) или структурно-вещественных (вторая модель) преобразований горных масс.

Таким образом, решение вопроса о роли динамического фактора в процессе вещественной эволюции горных пород остается неоднозначным. Определенную ясность в эту проблему вносит представление о пластическом течении как факторе метаморфических преобразований [Казаков, 1987; Паталаха, Лукиенко, 1986, Чередниченко, 1964]. Дополнительный материал, полученный при изучении зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня [Коныгин, Леонов, 1987; Кожухарова, Леонов, 1988; Леонов, 1988], позволяет еще раз обратиться к рассмотрению соотношений между структурными (пластическое течение) и вещественными (метаморфизм) преобразованиями горных масс.

В работе использованы термины ”пластическая деформация” и ”пластическое течение”. Пластическая деформация – это необратимое изменение формы тела под действием напряжения. В геологических объектах она проявляется как межзерновое скольжение, трансляционное скольжение по кристаллографическим плоскостям, растворение и перерождение вещества и т.д. Геологическим выражением пластической деформации на микроуровне являются: изменение формы зерен, образование двойников, грануляция, вращение минеральных агрегатов и зерен, микросланцеватость и т.д. Под пластическим течением понимается дифференциальное движение частиц напряженного тела, являющееся следствием пластической и хрупкой (но без нарушения внутренней связности деформируемого тела) деформации, которая захватывает определенный объем горной породы и находит отражение в образовании геологических структур, которые свидетельствуют о реальном перемещении вещества без нарушения его сплошности. Геологическим следствием пластического течения горных масс на макроуровне являются: сланцеватость, плейчатость, гофрировка, микроскладки, будинаж, разлинзовывание, изменение формы включений, линейность структурных элементов и пр. Формы структурно-вещественных преобразований в условиях пластического течения определяются наличием хрупких деформаций (деструктивный процесс) и пластической деформации, сопровождающейся процессами перекристаллизации и кристаллизации новых минеральных фаз (конструктивный процесс). Пластическое течение, таким образом, является суммарным эффектом деструктивно-конструктивного процесса.

Рассмотрим строение и историю развития зон горизонтально-плоскостного и вертикально-плоскостного течения горных масс с целью выяснения особенностей их тектонической структуры и влияния пластической деформации на вещественные преобразования горных пород.

ЗОНЫ ГОРИЗОНТАЛЬНО-ПЛОСКОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ МАСС

СУГУТСКИЙ БЛОК (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Общая характеристика

В пределах Восточно-Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) расположен Терекдаванский синклиниорий. На юге структуры синклинория уходят под молодые отложения Алайской долины, в север-северо-восточном направлении происходит воздымание шарнира и центриклинальное замыкание синклинория. Крылья синклинория сложены разнофациальными разрезами палеозоя [Поршняков, 1973; Яговкин, 1969], разделенными продольными разломами. Отложения различных типов разрезов близки или в значительной мере тождественны по возрасту, что наряду с общим синклинорным строением области породило концепцию тектонического совмещения отложений различных структурно-фациальных зон и формирования пакета тектонических покровов [Буртман, 1968; Буртман, 1976]. На основании тех же самых данных высказывается и другое мнение: формирование структуры произошло "за счет горизонтального сжатия первоначально моноклиальной, падающей к югу серии надвинутых друг на друга пакетов" [Поршняков, 1973. С. 104]. Центральная часть синклинория выполнена толщей метавулканитов и метаосадочных пород, превращенных в значительной части в зеленые сланцы. Область распространения метаморфических пород выделяется под названием Сугутского метаморфического блока (рис. 25, 26).

Описание геологии Сугутского блока и его обрамления содержится в нескольких публикациях [Довжиков и др., 1984; Коныгин, Леонов, 1987; Леонов, 1988; Поршняков, 1973; Соловьев, 1986; Яговкин, 1969].

В пределах собственно Сугутского блока можно наблюдать такую последовательность напластования пород ордовика (?) – силура – девона (снизу вверх по разрезу):

I. Толща первично кремнистых, вулканогенно-кремнистых и кремнисто-глинистых пород с прослоями известняков и доломитов.

II. Толща первично вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

III. Толща первично терригенных пород.

IV. Толща первично терригенно-карбонатных пород.

Толщи I–III объединяются обычно в сугутскую серию, толща IV относится к суукторской свите.

Приведем краткое описание выделяемых толщ с использованием новых данных [Шванов, 1983].

I. Толща первично кремнистых, вулканогенно-кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Сложена черными, серыми, зеленовато-серыми и зелеными тонкослоистыми кремнями и глинисто-песчаными породами, которые образуют чередующиеся в разрезе пачки различной мощности. Толща содержит прослой черных доломитов и темно-серых известняков и линзы вулканических и вулканогенно-осадочных пород небольшой (первые метры) мощности. Породы изменены в стадии метатекнеза и биотитовой подзоны зеленосланцевой зоны. Однако метаморфизм проявлен не повсеместно, а приурочен к определенным горизонтам, чаще всего вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которые во многих случаях полностью изменены. Первично кремнистые породы сложены мелкокристаллическим кварцем и второстепенным альбитом, слюдой, биотитом, актинолитом. Вулканогенно-осадочные породы сложены вторичным кварцем, альбитом, хлоритом, амфиболом, эпидотом, цоэзитом, первично терригенные – кварцем, альбитом, слюдой, хлоритом, биотитом, эпидотом. По дан-

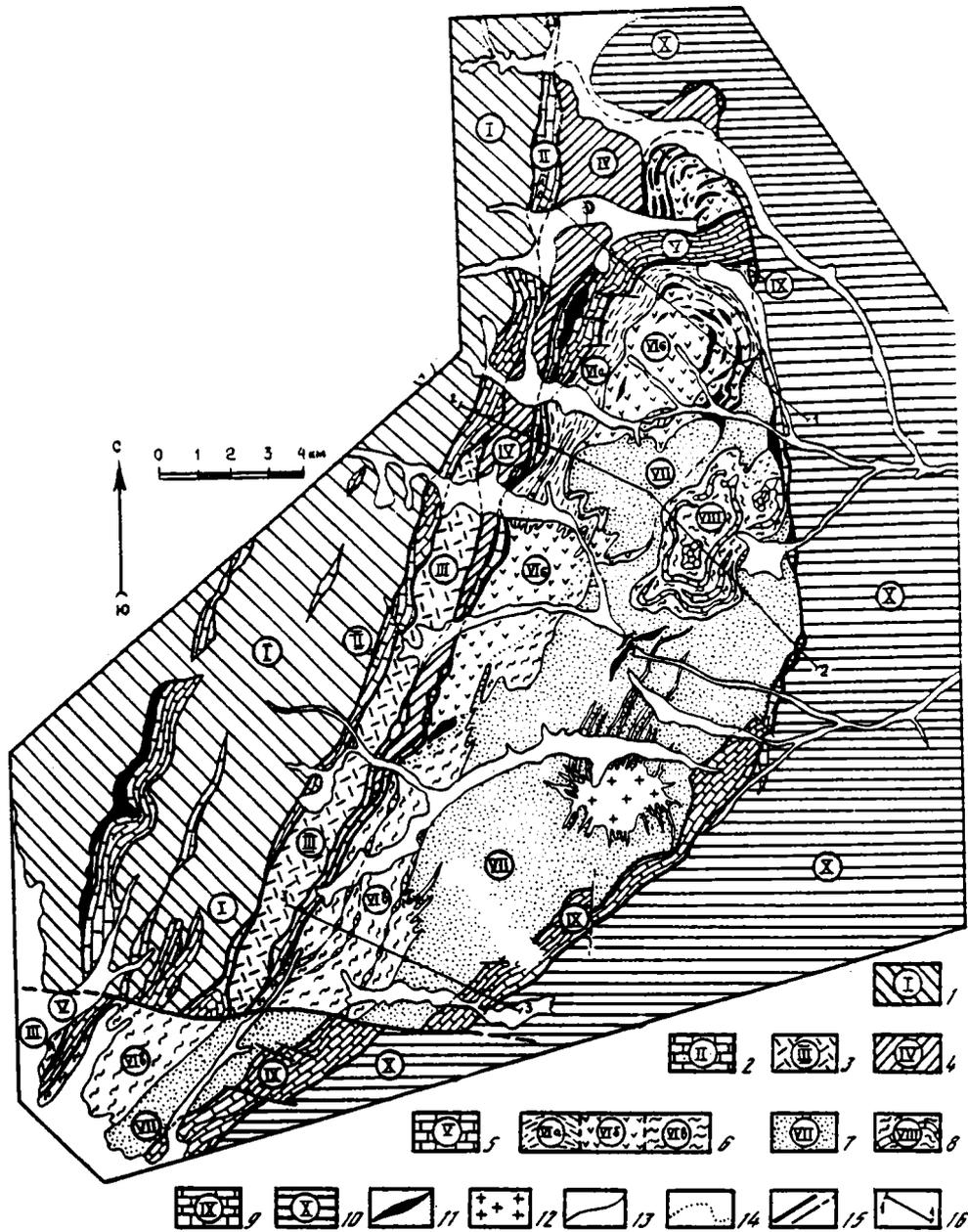


Рис. 25. Геологическая карта Сугутского метаморфического блока (Восточно-Алайский хребет)

1-10 — типы разрезов: 1 — терригенный (S_2-C_2), 2 — карбонатный (S_2-C_2), 3 — вулканогенный (S_1-D), 4 — вулканогенно-терригенный ($S-D$), 5 — карбонатный ($S-?$), 6 — терригенно-вулканогенный метаморфизованный ($S-D$): а — по глинисто-кремнисто-вулканогенным породам, б — по вулканогенным породам, в — по терригенным породам, 7 — терригенный, частично метаморфизованный ($S-D$), 8 — терригенно-карбонатный метаморфизованный ($S-D$), 9 — карбонатный ($D-C_1$), 10 — терригенный (S_2-S_1); 11 — реликты неизмененных или слабо измененных вулканогенных пород основного состава и брекчированные серпентиниты; 12 — граниты, 13 — стратиграфические границы; 14 — фациальные границы; 15 — разрывы; 16 — линии разрезов

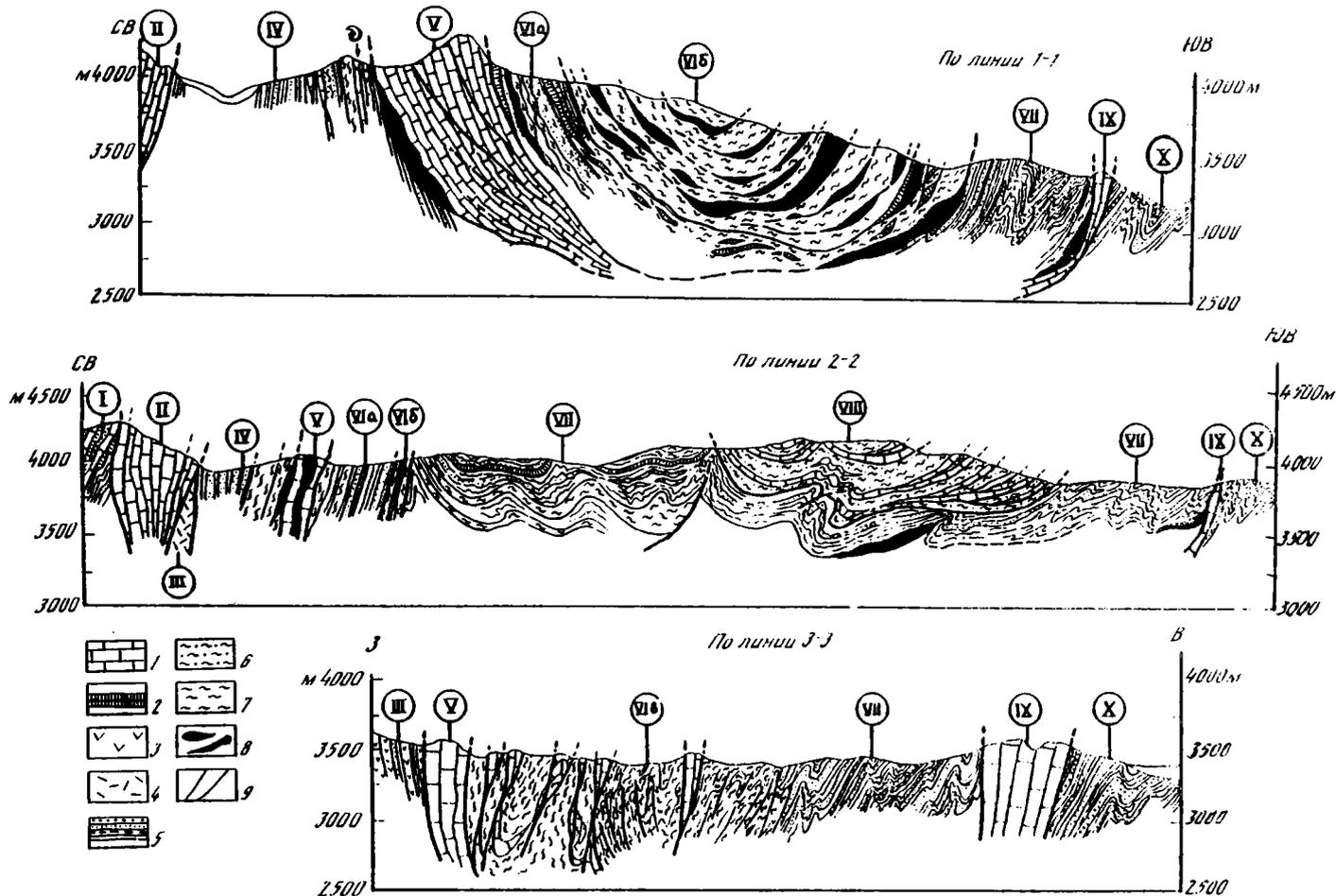


Рис. 26. Геологические разрезы к карте на рис. 25

I-X — типы разрезов; 1 — известняки и доломиты; 2 — кремни; 3 — вулканогенные породы основного состава; 4 — вулканогенно-терригенные породы; 5 — терригенные отложения; 6 — терригенные отложения метаморфизованные; 7 — вулканогенно-терригенные отложения метаморфизованные; 8 — тела основных вулканитов и реликтовые блоки (будины) основных вулканитов и брекчированных серпентинитов в толщах метаморфических пород; 9 — разломы

ным В.Н. Шванова [1983], эпидот-актинолитсодержащие породы обладают специфической эндогенной геохимической ассоциацией, свойственной первичным лавам. Видимая мощность 500 м.

II. Толща первично вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород представлена темно-зелеными породами с вкрапленниками амфиболов и другими зеленокаменными породами. Большая часть вулканогенных пород претерпела метаморфизм зеленосланцевой фации и настолько изменена, что их первичная природа устанавливается лишь по реликтам магматических текстур и структур, а также по косвенным признакам, таким как характерные комплексы минералов, образующихся при зеленосланцевом метаморфизме вулканогенных пород основного и среднего состава. Вулканогенные породы Сугутского массива представлены базальтами, диабазами, реже пластовыми телами типа долеритов, андезитов; известны породы, близкие к липариту с пониженной щелочностью [Шванов, 1983].

Характерной особенностью вулканических пород является резкое изменение их мощности по простиранию. Как правило, тела вулканитов имеют форму гигантских (мощностью до 1 км) линз. По простиранию мощность их уменьшается до 20–100 м, и происходит замещение собственно вулканических пород маломощными прослоями вулканогенно-осадочного материала, образующего прослой среди глинисто-кремнистых и глинисто-песчаных отложений, которые не только замещают вулканиты фациально, но и перекрывают их, образуя толщу III (толща "В" у прежних авторов). Таким образом, толща вулканических пород не является самостоятельным стратиграфическим горизонтом, а представляет собой линзообразные тела вулканитов, располагающихся по границе двух толщ – кремнисто-вулканогенной внизу и существенно терригенной вверху. Эти вулканиты отнесены В.Н. Швановым к базальто-андезитовой гилеации и по своим петрохимическим признакам соответствуют эффузивам островных дуг [Шванов, 1983]. В зоне распространения данной толщи встречаются тела брекчированных серпентинитов, которые образуют линзы мощностью 30–100 м при протяженности 50–300 м, приуроченные к зонам послонных сдвигов и разломов.

III. Толща терригенных пород залегает непосредственно выше толщи вулканитов и частично замещает их по простиранию. Толща сложена чередующимися тонко- и среднеслоистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями кремней и редкими пластовыми телами базальтов. Мощность толщи не менее 500 м. Вверх по разрезу она сменяется породами толщи IV (суукторской свиты).

IV. Толща первично терригенно-карбонатных пород, соответствующая суукторской свите, представлена измененными в стадии метагенеза и в зеленосланцевой фации терригенными породами, сходными с породами толщи III, и отличается от последней присутствием пластов мраморизованных известняков и доломитов мощностью до 100 м. Видимая мощность суукторской свиты около 600 м.

Тектоническая структура

Для структуры района примечателен конформный изгиб структурных линий в соответствии с формой центральной части синклиниория. Метаморфические породы ядра Терекдаванского синклиниория образуют чешуйчато-покровную структуру синклинали формы с запрокинутым западным крылом. Синклинали строение особенно четко проявлено в северной и центральной частях района. По направлению к югу синклиналь становится все более сжатой и переходит в наклоненную к западу крутую моноклираль, срезанную разломом.

Строение центральной части синклиниория видно на геологической карте и профи-

лях и не нуждается в детальном описании. Но некоторые аспекты структурно-деформационного исследования [Коныгин, Леонов, 1987] необходимо подчеркнуть.

Во всех породах Сугутского блока проявлено пластическое течение. Структуры пластического течения фиксируются от мега- до микроуровня. Нами была сделана попытка дать не только качественную, но и количественную оценку деформации горных пород, слагающих эту сложно построенную структуру [Коныгин, Леонов, 1987; Леонов, 1988].

Наиболее крупным объектом изучения являются горизонты известняков и доломитов, обрамляющие метаморфическое ядро и залегающие среди кремнисто-вулканогенно-терригенных пород. В крутопадающем западном крыле и на северо-восточном центриклинальном замыкании синклинальной структуры они образуют тела линзовидной формы. Линзы, имеющие длину от 100 м до 5 км и мощность 100–250 м, вытянуты в единую цепь в виде четок, отстоящих друг от друга на значительное расстояние (до 1 км и более). Разлинзовывание известняковых горизонтов происходит как по простиранию, так и по падению. Внутренняя структура карбонатных пород сложная.

В тонкополосчатых разностях отмечаются мелкие складки течения и интенсивное рассланцевание в краевых и утоненных краях мелких линз. Крупные тела разделены системой субпараллельных простиранию извилистых разломов на узкие пластины-блоки различных размеров, сдвинутые относительно друг друга. Контакты линз известняков с окружающими их толщами пород чаще всего сорваны, и лишь в зонах максимальных мощностей (в местах максимальной толщины будин) отмечаются постепенные переходы массивных известняков в карбонатно-глинистые тонкоплитчатые разности. Это позволяет говорить о наличии нормальных стратиграфических контактов в наиболее утолщенных частях линз, сохранивших додеформационную мощность, а также о максимальных амплитудах перемещения в межлинзовых участках. Направление осей утонения (растяжения) и простирание плоскостей рассланцевания совпадает с направлением оси синклинория.

На юго-восточном обрамлении Терекдаванского синклинория гряды известняков имеют большую, чем на западном обрамлении, мощность (до 1000 м) и выдержаны по простиранию. В известняках отсутствует мелкая складчатость и рассланцевание. Перемещение блоков происходит по крутым диагональным разломам во встречном направлении, в результате чего образуется структура горизонтального "торошения", и на отдельных участках это приводит к горизонтальному сдвиганию разреза. Контакты с окружающими породами сорваны, а в приконтактных зонах наблюдается брекчирование и дробление.

На западе, севере и северо-востоке структуры отмечаются разлинзование горизонтов известняков в одной структурной плоскости и отодвигание образовавшихся линз друг от друга, что указывает на растяжение в направлении главной оси синклинория. Подтверждает этот вывод и интенсивное рассланцевание в линзах известняков в том же направлении. На юго-восточном обрамлении, напротив, наблюдаются сдвигание горизонтов известняков и их горизонтальное "торошение" по косым разломам, что является свидетельством сжатия, т.е. здесь деформационная картина обратна той, которую мы наблюдаем на западном крыле структуры.

Другими важными индикаторами пластической деформации являются будинаж-структуры (макроуровень исследования), наблюдаемые в слоистых терригенных толщах, а также деформация галек, обломков и крупных зерен (мини-уровень) в конгломератах, гравелитах и осадочных брекчиях, распространенных на различных стратиграфических уровнях.

Эта группа признаков позволяет дать не только качественную, но и количественную оценку деформации горных пород и выделить зоны максимальных стрессовых

напряжений, участки с преобладающей нулевой деформацией и установить направление растягивающих напряжений.

Замеры ориентировок и коэффициентов относительного удлинения галек в конгломератах и гравелитах вдоль главных осей деформации, а также относительное удлинение будинированных прослоев позволили установить следующее.

(1) Направление ориентировок галек по главной оси деформации (линейность) в целом совпадает с направлением главной оси синклинория (азимут простирания ССВ 10–30°), и лишь в ряде участков имеют место отклонения от общих направлений линейности, фиксируя, по-видимому, локальные искривления тектонических потоков.

(2) Распределение величин деформации по площади неравномерное: максимальное удлинение галек ($a_1 : a_3$ от 5 : 1 до 7 : 1) отмечается в южной, наиболее сжатой части структуры; коэффициенты относительного удлинения галек, рассчитанные [Лукьянов, 1980] по формуле $E_T = \sqrt[3]{a_1^2 / (a_2 \cdot a_3)}$ (при $a_2 = a_3$), достигают 200–270%.

В центральной, наиболее широкой части синклинория эти величины составляют $E_T = 100$ –180%; минимальные удлинения галек приурочены к северной центриклинальной зоне структуры ($E_T = 20$ –60%).

Величина деформации закономерно увеличивается от краевых зон к центральной осевой части структуры. В терригенных толщах за пределами метаморфического ядра в горизонтах конгломератов фиксируется нулевая деформация ($E_T = 0$) галек и обломков. Структура в таких недеформированных конгломератах хаотичная. По мере приближения к осевой части деформация галек увеличивается, и коэффициент удлинения галек достигает 200–300%. В конгломератах появляются четко ориентированные текстуры, обусловленные однонаправленным удлинением галек.

(3) В деформированных полимиктовых гравелитах наиболее расплющены мелкие гальки пластичных глинистых разностей, в меньшей степени – мелкозернистые песчаники и кремни. Хрупкие гальки и зерна кварца не подвержены пластическому растеканию. Нередко они раздроблены, а обломочки растащены в направлении удлинения галек пластичных разностей пород. Цементирующая глинисто-песчаная масса в гравелитах заметно рассланцована. По плоскостям рассланцевания, огибающим галечки и обломки, фиксируется появление метаморфических минералов: хлорита, вторичного мелкоагрегатного кварца, реже кальцита и серицита.

(4) Аналогичная деформационная картина устанавливается по замерам величин относительного удлинения будинированных прослоев песчаников.

В южной части синклинория по всему разрезу наблюдается максимальное разлинование. Относительное удлинение будинированных слоев мелкозернистого песчаника мощностью до 10 см достигает здесь 400–500% ($E_6 = \Delta l / (l - \Delta l)$) [Лукьянов, 1980], а это значит, что межбудинные расстояния в 5–6 раз превышают величину самих будин. Будины в таких сильно деформированных горизонтах трассируются в виде цепочки линз (см. рис. 25). Алевролитовые прослои заметно метаморфизованы, а в отдельных горизонтах превращены в кварц-хлорит-серицитовые сланцы. Будинированные слои песчаников мощностью до 1 м в межбудинных шейках утоняются более чем в 2 раза. Отмечается слабое будинирование пластов по падению, что указывает на растяжение по двум взаимно перпендикулярным осям. Величины относительного уровня в направлении падения пластов незначительные и не превышают 10–12%.

В наиболее широкой части синклинория будинирование выражено слабее: величины относительных будинированных слоев не превышают нескольких десятков процентов. Растяжение одноосное, в направлении простирания слоев.

Весь комплекс пород Сугутского блока смят в продольные складки. Характер и интенсивность складчатых дислокаций по площади меняются. Наиболее спокойные открытые складки с пологими (20–45°) углами падения пород на крыльях и амплитудами до нескольких сот метров устанавливаются в центральной части ядра. Гофри-

ровка, плейчатость и штриховка, приуроченные к прослоям глинистых, метаморфизованных разностей и метаморфических сланцев, по-видимому, не являются результатом интенсивного продольного сжатия, а, скорее всего, возникли при послыном горизонтальном проскальзывании отдельных пластин относительно друг друга. Ориентировка горбов и впадин гофрированных и плейчатых поверхностей имеет субмеридиональное направление.

Интенсивность сжатия складок увеличивается в области максимального сужения структуры (на юге) или в зонах, близких к крупным разломам и крутым надвигам на западном и восточном обрамлениях ядра. Складки здесь изоклинные, сильно сжатые, с крутыми крыльями (углы падения 50–75°), с вертикальными и субвертикальными осевыми плоскостями, часто сорваны на крыльях по крутым продольным нарушениям и диагональным сдвигам. Амплитуды их невелики и колеблются от нескольких метров до нескольких десятков или первых сотен метров.

На всей площади развиты дисгармоничные складки и плейчатость разного масштаба. Небольшие складки наблюдаются чаще всего в метаморфизованных терригенных толщах и реже проявляются в толщах, не захваченных метаморфическим преобразованием. Прослой жестких песчаников и грубообломочных разностей мощностью от 5 до 50 см образуют складки простого изгиба, а заключенные между ними глинистые и особенно метаморфические сланцы подвергаются пластической деформации, образуя мелкие сложные складки межслоного пластического течения. В замках складок в результате перераспределения вещества фиксируются увеличение мощности пластичных сланцев и соответствующее уменьшение мощностей пластических разностей на крыльях.

Данные замеров падений шарниров мелких продольных складок позволили выделить три крупные антиклинальные и сопряженные с ними синклинальные складки, поперечные к общему простиранию складок и генеральному простиранию структуры в целом. Оси поперечных складок имеют субширотное простирание, углы падения пород на крыльях поперечных складок устанавливаются по углам падения шарниров мелких продольных складок и составляют 10–20°.

Формирование структуры Сугутского массива

Линзовидная форма выходов карбонатных толщ, трассирование линз и клиньев строго по одной линии и следы пластической деформации приводят к выводу о наибольшем удлинении в плоскости напластования и по простиранию толщ (по оси синклинальной структуры). О пластическом течении пород свидетельствуют будинаж, разлинзование, удлинение галек и кварцевых зерен, развитие сланцеватости и пр. Деформация распределена неравномерно, что приводит к проскальзыванию одних горизонтов относительно других и формированию сложного пакета послыных тектонических чешуй и покровов. Проскальзывание одних горизонтов относительно других фиксируется и по структурам вращения, в частности по повороту будин. Проскальзывание отдельных пластин по плоскостям внутриформационных срывов в продольном направлении свидетельствует о нагнетании материала в субмеридиональном направлении с юга, что подтверждается общей деформационной картиной Сугутского блока и его обрамления. Процессы структурно-вещественных преобразований способствовали интенсивному горизонтальному перемещению пластин относительно друг друга. Амплитуду проскальзывания установить невозможно, но ясно, что максимальные движения концентрировались в зонах развития зеленых сланцев. Суммарная амплитуда перемещения, по-видимому, была весьма значительна. Перемещение на границах толщ разного состава отмечалось и раньше, в частности А.В. Яговкиным.

Стиль и интенсивность деформаций в западном и восточном крыльях Терекдаванского синклинория различны. На западном крыле преобладают пластические деформации с признаками значительного продольного растяжения. Структурный рисунок разрывных нарушений восточного крыла свидетельствует о продольном сжатии, которое приводит к горизонтальному "торошению" по системе диагональных сдвигов.

Замеры ориентировок различных структурных элементов, изучение мелких и крупных структур и замеры величин деформации показывают, что деформация осуществлялась по крайней мере в двух планах: при вертикальном сдавливании и в процессе пластического нагнетания вещества по направлению общего простирания структуры (с юга на север).

Наличие вертикального сдавливания подтверждается интенсивным горизонтальным растяжением (до 100–500%) в плоскости напластования пород при общей синклинальной структуре зоны. Растяжение фиксируется по развитию будинажа, сланцеватости, межслойному проскальзыванию горизонтов относительно друг друга, замерам величин деформации.

Нагнетание вещества в горизонтальном направлении и по простиранию зоны фиксируется по структурному рисунку разрывов, по наличию поперечной складчатости и формированию серии тектонических чешуй в области центриклинального замыкания, по максимальному удлинению будин, зерен и галек в направлении общего простирания структуры, по наличию зон нагнетания материала в направлении длинной оси синклинория и пр. Особенно интенсивно процесс вертикального раздавливания и нагнетания вещества протекал в зоне развития зеленых сланцев метаморфического ядра Терекдаванского синклинория. Пластическое течение горных масс привело к горизонтальному расслоению первоначально единого разреза и формированию тектонических чешуй, надвигов и зон пластического течения.

На начальных стадиях преобладал, по всей видимости, вертикальный стресс. На заключительных этапах палеозойского развития Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали в условиях теперь уже меридионального сжатия происходит пластическое перераспределение горных масс и их нагнетание в восточном направлении (на западном окончании зоны возможно противоположное направление). О нагнетании масс в ядро Терекдаванского синклинория может свидетельствовать и общая последовательность развития структуры, отмеченная А.Е. Довжиковым [1977].

Выявление механизма горизонтального нагнетания вещества в пределах Восточно-Алайского хребта позволяет уточнить и механизм формирования дугообразного изгиба Восточно-Алайской сигмоиды.

Идея о Ферганской (Восточно-Алайской) сигмоиде была высказана Д.И. Мушкетовым [1919], который объяснил ее происхождение давлением с юга континентальной массы Гондваны. Однако такой механизм неприемлем, так как дугообразный изгиб Памирских структур не соответствует геометрии Восточно-Алайской дуги. Н.М. Синицин [1960] связывал поворот субширотных структур Южного Тянь-Шаня к северу с наличием Сулутерекского массива, который и огибает складчатые дуги восточно-алайских структур. В.С. Буртман [1986] считает эту структуру крупной горизонтальной складкой, возникшей на заключительной стадии палеозойского развития складчатой области.

Учитывая имеющийся материал по территории Сугутского метаморфического блока и его обрамления, можно предположить, что в условиях меридионального сжатия массы пластически деформированных пород выжимались в широтном направлении и нагнетались в область так называемого "геодинамического убежища" [Копп, 1979]. Имея на востоке жесткий упор в виде древнего сулутерекского кристаллического массива (и Таримского массива в целом), эти породы вынуждены были деформироваться, образуя постепенно крупную горизонтальную складку. То есть изгиб Вос-

точно-Алайской сигмоиды – это компенсация большого горизонтального перераспределения горных масс, связанного с их пластическим течением.

Естественно, течение вещества происходило неравномерно в породах разного состава и компетентности, вследствие чего должны были сформироваться большие сдвиги на границах продольных зон и отдельных горизонтов. Один из таких сдвигов наблюдается в южной части Сугутского блока. Он трассируется далеко на запад и отражает новейшие подвижки, вызванные, вероятно, тем же меридиональным сжатием. Представляется вероятным, что и мезозойско-кайнозойские и неоген-четвертичные впадины Южно-Тянь-Шаня заложились вдоль подобных сдвиговых зон, во всяком случае их структурное положение и морфология не противоречат данному выводу. Явление горизонтального перетекания горных масс с формированием дугообразных структур установлено и для других складчатых зон [Буртман, 1984; Копп, 1979].

Положение метаморфических пород в структуре Сугутского массива и особенности проявления метаморфизма

Метаморфические породы в разрезе Сугутского блока появляются на уровне как вулканогенной толщи "П", так и самой верхней толщи пород, отвечающей суукторской свите.

Основная масса метаморфических пород сформирована по вулканогенным толщам андезито-базальтового состава, которые образуют линзообразные тела значительной (до 1 км) мощности. Большая часть вулканических пород претерпела зеленосланцевый метаморфизм и настолько изменена, что их первичная природа устанавливается лишь по реликтам первичных магматических текстур и структур, а также по косвенным признакам, таким как характерный комплекс вторичных минералов, образующихся при зеленосланцевом метаморфизме основных вулканитов. Последние представляют собой зелено-черные и зеленые породы, часто с фиолетовым оттенком; они либо испытали только зеленокаменные изменения без развития сланцеватости, либо превращены в зеленые сланцы.

Одной из характернейших черт пространственного проявления вещественных преобразований пород в пределах Сугутского блока является их неравномерность в разрезе и по латерали. Реликты неизмененных вулканических пород сохраняются только в виде разобленных линзовидных блоков, плавающих в общей массе зеленых сланцев. Краевые части вулканических тел (базальтовых потоков) изменены обычно значительно сильнее, чем их внутренние зоны, в которых порой сохраняются первичные магматические структуры, текстуры и состав. В этих случаях определенно устанавливается первичная вулканическая природа пород, превращенных в зеленые сланцы. Степень структурно-вещественных изменений, как правило, возрастает по направлению от внутренних к внешним частям вулканических тел. Рассмотрим несколько характерных примеров.

В верховьях р. Сугут расположено пластовое тело основных вулканических пород диабазового состава. Во внутренних частях сохраняются черты первичного состава и структуры. Порода сложена основным плагиоклазом, пироксеном, аксессуарным ильменитом. В породе развиты вторичные изменения, выраженные в хлоритизации, альбитизации, сосюритизации; по пироксену развивается тремолит, образующий характерные игольчатые агрегаты. Текстура породы массивная, структура диабазовая. По направлению к краевым частям степень минеральных и структурных преобразований возрастает: плагиоклаз значительно сильнее сосюритизирован, альбитизирован, хлоритизирован, пироксен почти нацело замещен амфиболом. Наблюдается обильное

выделение эпидота, клиноцоизита, хлорита. Текстура породы еще сохраняет массивность, но в то же время появляются параллельность в расположении пластинчатых минералов, признаки микросланцеватости.

При движении к краевым зонам массива фиксируются все более значительные изменения минерального состава. В массовом количестве появляются вторичные альбит, хлорит, тремолит, ильменит. Текстура становится все более сланцеватой, намечается параллельная ориентировка игольчатых кристаллов тремолита, появляются обособленные тонкие линзочки кварца, серицит, хлорит. В непосредственной близости от контакта рассланцевание еще более усиливается. Текстура становится сланцеватой, и порода преобразуется в кварц-альбит-хлорит-тремолитовый сланец.

Таким образом, если во внутренних частях вулканического тела породы сохраняют свой первичный состав и структурно-текстурные особенности, то по направлению к периферии степень минеральных и структурных преобразований возрастает. Вдоль контактовых зон структура и минеральный состав породы полностью преобразованы, и мы здесь имеем дело уже с породой метаморфической. Процесс структурно-вещественных преобразований сопровождается обособлением кварцевых прослоек, а также прослоек темноцветных минералов; чередование светлых и темных прослоек образует вторичную метаморфическую полосчатость. Метаморфические разности пород пронизаны большим числом прожилков кварца, которые то располагаются вдоль поверхностей сланцеватости, то секут их. Количество кварцевых прожилков увеличивается с увеличением степени структурно-вещественных преобразований.

В районе слияния рек Чиркийле и Джолбизды среди метагенетически измененных терригенных пород расположено зеленокаменно измененное пластовое тело базальтов. Мощность базальтов в наиболее широкой части 100 м, протяженность 1,5 км. Вулканиды залегают согласно с напластованием вмещающих толщ и имеют с ними тектонические контакты. По простиранию мощность вулканидов уменьшается, и постепенно они выклиниваются.

Внутренняя часть базальтового потока хорошо раскристаллизована и представлена мелкозернистыми разностями с офитовой или аподиабазовой структурой. В ряде мест наблюдается вариолитовая структура: радиально-лучистые сростки лейстов альбита и эпидота, между которыми по радиусам расположены выделения лейкоксена, подчеркивающие радиально-лучистое строение. Местами радиально-лучистые сростки обособляются в вариоли – мелкие шарики, несколько сплюснутые параллельно нижней и верхней поверхностям тела вулканидов. Текстура пород в основном массивная, миндалекаменная. Число миндалин уменьшается по направлению к центру. Миндалины мелкие, представлены кварцем, карбонатом, хлоритом или мелкозернистым кварц-карбонатным, кварц-хлоритовым, кварц-карбонат-хлоритовым агрегатом. Форма миндалин от изометричной до сильно вытянутой.

При приближении к контактовым зонам степень рассланцевания пород постепенно увеличивается. В краевых частях породы превращены в альбит-хлоритовые, кварц-серицит-хлорит-карбонатные сланцы с бластической структурой и сланцеватой текстурой без всяких признаков первичного вулканического происхождения породы.

Сходные структурно-вещественные преобразования наблюдаются и в других телах вулканогенных пород Сугутского блока, и чаще всего они приводят к практически полной переработке вулканических горных пород и к преобразованию их в метаморфические породы, соответствующие зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. При этом происходит полная структурная перестройка, т.е. вулканогенные породы преобразуются в собственно зеленые и эпидот-амфиболитовые сланцы.

В области центриклинального замыкания Сугутской структуры наблюдается че-

шуйчатое строение вулканогенной толщи, развитой на этом участке. В однородном полуторакилометровом разрезе основных вулканитов, которые залегают на кремнисто-вулканогенной толще, неоднократно чередуются слабоизмененные вулканические породы с горизонтами метаморфических зеленых сланцев. Нижние контакты неизмененных вулканических пород с зелеными сланцами обычно резкие. Вверх же по разрезу каждой из этих пластин наблюдается постепенное увеличение степени структурных и вещественных преобразований, которые выражены в постепенном переходе от массивных афанитовых или мелкокристаллических базальтов и андезит-базальтов к метаморфическим или эпидот-актинолитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма. Зоны рассланцевания и наиболее глубокого метаморфизма расположены обычно субпараллельно, переплетаясь друг с другом и разделяя линзы неизмененных пород. Приведем характерный разрез одной из пластин.

1. На толще измененных в стадии метагенеза кремней, алевролитов и песчаников залегают темно-зеленые массивные эффузивы основного состава.

2. Вверх по разрезу постепенно увеличивается степень рассланцевания, субпараллельного плоскости напластования. Вулканиты еще сохраняют свою монолитность.

3. Выше степень рассланцевания возрастает, и основную массу пород составляют кварц-серицит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Вулканиты образуют крупные линзовидные тела размером до нескольких десятков метров. Взаимопереходы от массивных вулканитов к сланцам постепенные как по вертикали, так и по латерали. Сланцы как бы обволакивают "плавающие" внутри них линзы массивных вулканических пород, которые не затронуты деформационно-метаморфическими преобразованиями.

4. Вверх по разрезу количество и размер линз массивных разностей уменьшается. И наконец, вся толща вулканитов превращается в толщу кварц-серицит-хлоритовых, эпидот-актинолитовых, хлорит-карбонатных зеленых сланцев. В верхней части пластин, а иногда и внутри них встречаются линзы серпентинизированных пород, химический состав которых, по данным А.В. Яговкина, отвечает дунитам. Серпентиниты всегда брекчированы, раздроблены, рассланцованы.

5. На зеленых сланцах по резкой слабоволнистой границе залегают массивные хорошо раскристаллизованные вулканические породы основного состава с крупными порфиروобластами роговой обманки, относимые к подошве вышележащей пластины.

Подобных пластин выделено семь, мощности их различны (от 50 до 300 м), но характер структурно-метаморфических преобразований в них сходен.

Нерассланцованные разности основных вулканитов имеют массивную текстуру и реликтовую диабазовую структуру. Породы претерпели зеленокаменные изменения, выраженные в альбитизации, хлоритизации, эпидотизации. При дальнейшем увеличении степени рассланцевания возникают ориентированные субпараллельно выделения пластинчатых минералов (амфибола, слюд), но первичная массивная текстура еще сохраняется, хотя и появляются начальные признаки сланцеватости. В рассланцованных разностях пород минеральный состав их практически полностью изменен: появляются новообразованные хлорит, мелкоагрегатный кварц, альбит, амфиболы.

Ориентировка кристаллов параллельна или субпараллельна. Текстура породы становится переходной от массивной к сланцеватой. В наиболее рассланцованных разностях текстура сланцеватая, обособляются линзообразные скопления и микропрожилки мелкоагрегатного кварца, хлорита, карбоната, параллельно ориентированных кристаллов актинолита, лейст серицита. Происходит дифференциация вещества, выраженная в обособлении микрослойков бластированного кварца, хлорита. Формируется метаморфическая полосчатость. В наиболее рассланцованных разностях чередование микрослойков темноцветных минералов и светлых более частое. Нередко в тонкорассланцованных разностях отмечаются мелкая гофрировка и микроплойчатость с высотой гофр от нескольких миллиметров до сантиметра.

Кроме вулканических пород, в пределах Сугутского блока выделяются еще три толщи: преимущественно кремнистая, толща песчано-сланцевых пород и терригенно-карбонатная суукторская свита. При описании метаморфических преобразований подчеркивается [Шванов, 1983], что по степени метаморфизма эти толщи близки или тождественны друг другу и относятся к зоне метагенеза, к биотитовой подзоне или слюдисто-хлоритовой подзоне зеленосланцевой фации. Но само отнесение пород к различным ступеням метаморфизма показывает, что метаморфизм в пределах этих толщ неравномерен. Неравномерность проявления метаморфизма подчеркивает и В.Н. Шванов: "Во многих участках толща преобразована до слюдисто-хлоритовой ступени зеленосланцевого метаморфизма" [1983. С. 146] и далее отмечает: "...степень вторичного преобразования отвечает зоне метагенеза – глубокого и начального, хотя в некоторых единичных пластах встречаются полностью преобразованные зеленосланцевые альбит-актинолитовые породы" (С. 148). Это наблюдение свидетельствует о неравномерности проявления метаморфических процессов по разрезу, что отмечает и сам В.Н. Шванов (С. 150).

Действительно, степень вещественно-структурных преобразований значительно меняется от места к месту и на различных стратиграфических уровнях (рис. 27).

Наиболее низкие горизонты разреза в целом изменены в меньшей степени, чем вулканогенные породы, залегающие выше. Но особенно интересны взаимоотношения терригенной толщи III и терригенно-карбонатных образований суукторской свиты, слагающей наиболее верхние части разреза Сугутского блока. Эти две толщи пород чрезвычайно близки по строению и составу и представлены чередованием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Специфика строения суукторской свиты состоит в наличии прослоев карбонатных пород.

Хотя существует мнение, что "между суукторской свитой и верхней частью сугутской серии нет разницы в степени преобразования" [Шванов, 1983. С. 151], степень структурно-вещественных изменений этих двух толщ различна. Максимальные изменения одинаковы и соответствуют слюдисто-хлоритовой ступени метаморфизма, но породы толщи III преобразованы главным образом в зоне начального, реже глубокого метагенеза. Породы же суукторской свиты на большей части площади своего распространения могут быть отнесены к зоне глубокого метагенеза и фации зеленых сланцев, хотя среди них встречаются и горизонты почти неизмененных пород.

Граница между преимущественно метагенетически измененными породами толщи III и преимущественно зеленосланцевыми образованиями суукторской свиты четко картируется по смене уровня структурно-вещественных преобразований. И, хотя эта граница следует определенному стратиграфическому уровню, она не является стратиграфической; здесь происходит лишь резкая смена степени структурно-вещественных преобразований горных пород.

Приведем конкретные описания.

1. По левому борту р. Кулдама снизу вверх по склону и с юга на север обнажается толща переслаивания тонко- и среднеслоистых песчаников, алевролитовых и глинистых сланцев с отдельными маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов, гальки в которых представлены кварцем, обломками кремней и песчаников. Породы темно-серого, до черного цвета. Песчаники кварцево-граувакковые, обломочная структура песчаников четко выражена, видны кварцевые и кремнистые обломки и зерна, пелитизированные реликты зерен полевого шпата. Зерна слегка удлинены и зачастую имеют линзовидную форму, как и галечки в гравелитах. Кварцевые зерна в ряде случаев перекристаллизованы, но обычно не полностью. Цемент изменен, на плоскостях сланцеватости и напластования появляется серицит, местами хлорит. Отдельные горизонты преобразованы до слюдисто-хлоритовых сланцев, но в целом вторичные изменения не выходят за рамки стадии метагенеза. В толще развит

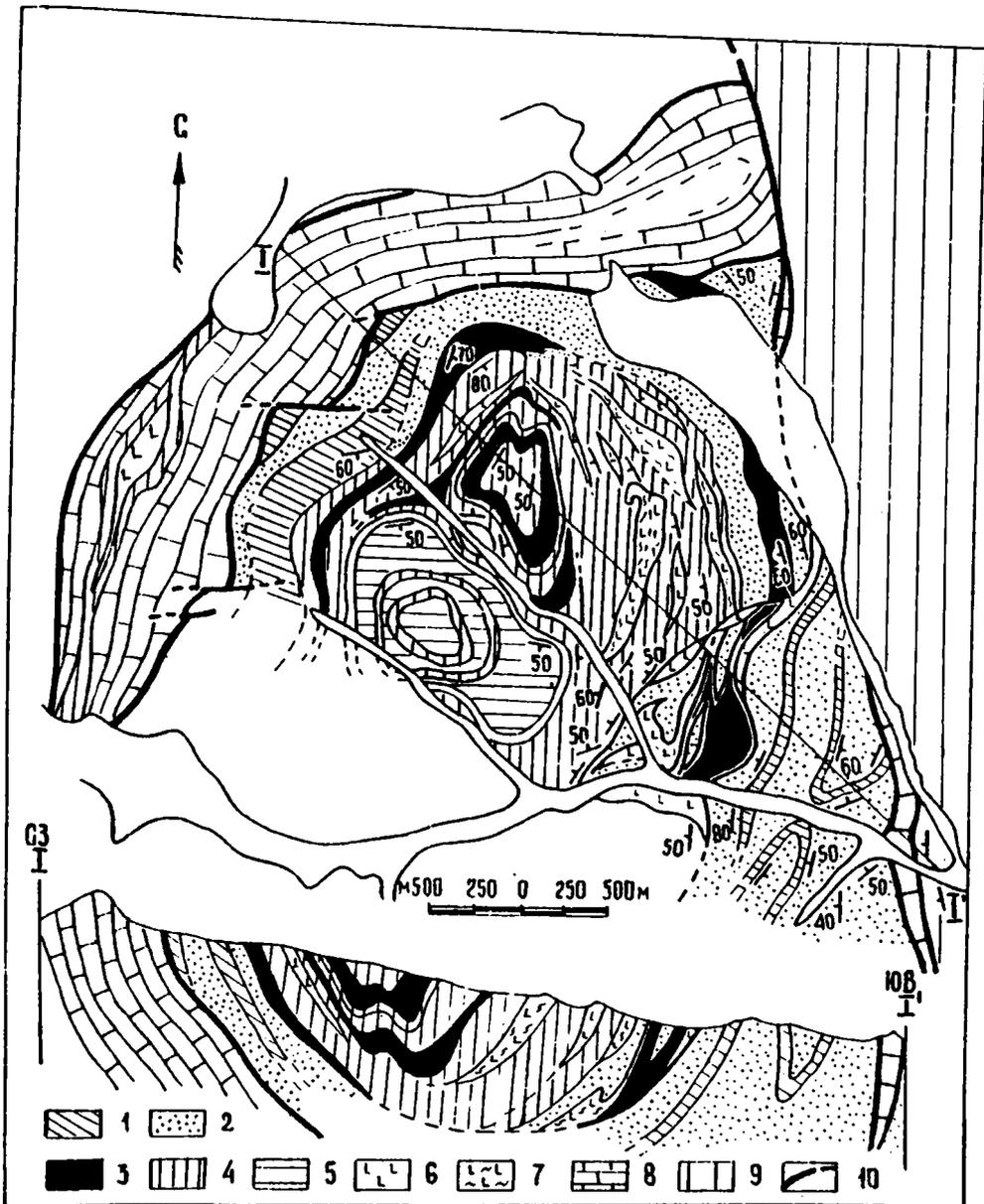


Рис. 27. Метаморфические преобразования в кремнисто-терригенных и вулканогенных породах Сугутского блока [Соловьев, 1986]

1-2 – кремнисто-терригенная толща: 1 – кремни и парасланцы кварц-глинисто-гидрослюдистой субфации, 2 – парасланцы кварц-хлорит-альбит-мусковитовой субфации; 3-7 – вулканогенная толща: 3 – ортосланцы альбит-хлорит-эпидот-биотитовой субфации, 4 – ортосланцы альбит-хлоритовой субфации, 5 – туфы диабазовых и базальтовых порфиритов, 6 – реликты диабазовых и базальтовых порфиритов, 7 – гальк-хлорит-карбонатные сланцы и серпентинитовые брекчии; 8 – известняки мраморизованные; 9 – неметаморфизованные терригенные породы; 10 – разрывы

будинаж (особенно в пластах тонкозернистых песчаников), мелкая складчатость. Во многих горизонтах фиксируется пластическое течение, выраженное в разлинзовании гравелитистых частиц, удлинении зерен кремнистых пород, в будинировании прослоев песчаников. Однако толща в целом сохраняет облик осадочной породы с четко выраженной слоистостью и стратификацией, с сохранением осадочных структур и текстур и элементов первичного состава.

По четкой границе на расстоянии нескольких десятков сантиметров (в других местах зона перехода может быть более узкой или более широкой – от 10 см до нескольких метров) сл. 1 сменяется толщей метаморфических сланцев желтовато-серого, оливково-зеленого и темно-зеленого цвета. Степень структурных и минеральных преобразований резко меняется: на расстоянии в несколько десятков сантиметров (до нескольких метров) исчезают слоистость, стратификация, первичный состав. Минеральные ассоциации представлены следующими парагенезисами: кварц-альбит-слюда-хлорит, кварц-альбит-слюда-хлорит-эпидот-цоизит, альбит-слюда-хлорит-эпидот-цоизит-актинолит. Развиваются сланцеватость и плейчатость, возникает гофрировка. Появляются массивные выделения кварца, которые формируют послейные и реже секущие линзочки, прослойки, тонкие прожилковые инъекции. Кварцевые прожилки в соответствии с общей структурой толщи деформируются пластически.

Первичный состав пород устанавливается в отдельных зонах и горизонтах, в меньшей степени подверженных структурно-вещественным преобразованиям, а также в тех зонах, где можно наблюдать постепенный переход от практически не измененных разностей пород к породам метаморфическим.

2. По левому борту р. Кулдама, примерно в 1 км к западу от предыдущего разреза, снизу вверх по склону обнажаются:

а) толща четко-слоистых темно-серых до черных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Глинистые разности местами превращены в глинисто-серицитовые сланцы, песчаники будинированы, цемент частично рассланцован с появлением серицита и перекристаллизацией кварцевых зерен. На отдельных участках породы гофрированы, появляется плейчатость. Но в целом элементы первичного состава и строения сохраняются. Будинаж не нарушает слоистости. Вторичные минералы появляются в основном только на поверхностях сланцеватости на границе прослоев различного состава, зерна кварца зачастую сохраняют обломочный габитус;

б) кварц-серицит-хлоритовые оливково-зеленые сланцы, тонкоплейчатые, с мелкой гофрировкой поверхности сланцеватости. Следы первичных структур и текстур полностью отсутствуют. Мощность около 5 м. Границы слоя чрезвычайно резкие;

в) толща пород, аналогичная сл. 1, однако степень структурных преобразований более высокая. Пласты песчаников и алевролитов будинированы, будины растащены на значительные расстояния (до 1–3 длин будин), появляются четко выраженная рассланцовка, параллельная плоскостям напластования, плейчатость, гофрировка. Цвет породы из-за присутствия большого количества серицита становится серебристо-серым. Тонкослоистые разности пород местами превращены в кварц-серицитовые сланцы. Мощность порядка 10 м;

г) тонкослоистые темно-серые и черные кремни. Толщина слойков 0,5–4 см. Кремнистые слоечки разделены глинисто-серицитовым веществом. Толща смята в складочки, дисгармоничные по отношению к структуре нижележащего слоя. Размах крыльев складок от 20–30 см до 1 м. Мощность 15–20 м;

д) толща пород, аналогичная по составу и строению сл. 3. Мощность порядка 100 м;

е) на расстоянии нескольких десятков сантиметров сл. 5 сменяется толщей зеленых, серо-зеленых, оливково-зеленых кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, интенсивно гофрированных, пронизанных многочисленными кварцевыми прожилками. Кварцевые прожилки изогнуты, смяты в мелкие складочки согласно общей структуре пород, но встречаются и секущие жилы кварца. В породе от-

сутствуют признаки первичной слоистости, стратификации, но в отдельных местах сохраняются реликты обломочной структуры в песчаниках и элементы первичного чередования песчаных и глинистых прослоев. В этом случае песчаники превращены в рассланцованные кварциты, переслаивающиеся с серицитовыми сланцами. Мощность около 100 м;

ж) темно-серые тонкополосчатые мраморизованные известняки и доломиты, пронизанные жилками кальцита. Полосчатость обусловлена переслаиванием слоев чистого карбоната и карбонатно-глинистого вещества. Нижний контакт известняков со сланцами тектонический. Но направление сланцеватости, границы между слоями и полосчатости в известняках одинаковые. Мощность известняков 20 м;

з) темно-зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоем (7 м) мраморизованных известняков, аналогичных сл. 7. Мощность около 30–40 м.

Далее вверх по склону, вплоть до самой вершины, следует чередование пластов мраморизованных известняков и доломитов с кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, альбит-актинолитовыми сланцами.

Из приведенного описания видно, что степень структурно-вещественных преобразований изменяется по разрезу. Изменения происходят и в латеральном направлении. На определенном уровне, который в принципе отвечает "границе" сугутской серии и суукторской свиты, происходит резкая смена структурно-метаморфических преобразований. Верхняя часть сугутской серии изменена, за исключением отдельных зон, в стадии метатенеза, тогда как породы суукторской свиты в подавляющем объеме преобразованы в зеленосланцевой фации. Граница между этими толщами картируется на всем своем протяжении.

Тем не менее и в пределах суукторской свиты сохраняются зоны, в которых можно видеть черты первоначального состава и строения пород и переходы их в метаморфические разности. Так, например, в сл. 8 сохраняется участок неизмененных (слабоизмененных) пород. Степень структурно-вещественных преобразований нарастает вверх и вниз по разрезу.

Переход от пород, измененных в стадии метатенеза, к собственно зеленым сланцам осуществляется на расстоянии нескольких десятков сантиметров, реже нескольких метров. Постепенно увеличивается степень пластического течения пород: развиваются сланцеватость, различивывание, будинирование пластов песчаника, пловчатость и гофрировка. Одновременно нарастает и степень минеральных преобразований: вначале изменяются цемент и глинистые прослои, затем преобразуются зерна в песчаниках и алевролитах. Первичный облик песчано-глинистой толщи постепенно изменяется, и породы превращаются в кварц-серицит-хлоритовые, альбит-актинолитовые и другие разновидности зеленых сланцев. Чрезвычайно характерна дифференциация вещества, выраженная в появлении кварцевых прожилков. При увеличении степени преобразования породы объем кварцевых выделений возрастает.

Степень дифференциации вещества (в частности кремнезема) находится в зависимости от степени структурно-вещественных преобразований, что фиксируется, в частности, в будинированных пластах песчаника, сохранившихся среди зеленосланцевых пород. Степень рассланцевания в разных частях будины различна: возрастает к ее крайним частям, уменьшается к центру. С возрастанием степени рассланцевания растет и объем выделений свободного кремнезема, который концентрируется в виде кварцевых прожилков, расположенных вдоль поверхностей сланцеватости.

Степень рассланцевания связана со степенью минеральных преобразований. В центре будины песчаник сохраняет свои первичные состав и структуру (происходит лишь незначительная перекристаллизация цемента). В крайних частях возникает новый комплекс метаморфических минералов: альбита, серицита, гранулированного кварца. То есть структурная и минеральная перестройка взаимосвязаны, с ними непосредственно связана и дифференциация вещества. В ходе пластической деформа-

ции и метаморфизма (а также метагенеза) активизируется процесс выделения сульфидов. Разделение вещества осуществляется и при пластическом нагнетании вещества в область меньших давлений. Происходит как бы отжим вещества в зоны геодинамических убежищ и его разделение на две части: темноцветные минералы образуют основную массу, а кварцево-кремнистые минералы концентрируются в виде жилков и будин. Форма кварцево-кремнистых прожилков свидетельствует о значительном пластическом течении вещества. Неравномерность структурно-вещественных преобразований в породах Сугутского блока подтверждается и при проведении специальных работ с применением тектоно-фациального анализа.

ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКИЙ МАССИВ

Геологическое строение и особенности тектонической структуры района описаны в первой части книги. В данном разделе будут рассмотрены лишь вопросы проявления вещественных преобразований.

Общие закономерности проявления метаморфических процессов

Горные породы, слагающие Ганза-Чимтаргинский массив и его обрамление в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны, подверглись в той или иной степени вторичным вещественным преобразованиям. Выделены породы всех стадий преобразования, от умеренного катагенеза до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Наиболее характерной группой пород являются зеленые сланцы.

Метаморфические толщи сформированы по породам различного возраста и состава [Леонов, 1979; Федоров, 1982; Шванов, 1983]. Основной объем зеленых сланцев образован по вулканогенно-терригенным отложениям нижнего литостратиграфического комплекса, значительно меньшие площади слагают метаморфизованные породы верхнего комплекса.

Метаморфические породы нижнего комплекса (рифей?–нижний силур) в пределах региона занимают двоякую структурную позицию. В большинстве своем они расположены (см. рис. 9) в основании разреза и слагают обширные поля, конформные общей структуре массива и обрамляющие его с севера, запада и востока. Мощность метаморфических толщ здесь достигает 1,5–2 км. При движении в южном направлении ширина выходов и мощность метаморфических образований уменьшаются в результате их тектонического выклинивания. Вдоль южной периферии массива зеленосланцевые образования прослеживаются лишь в виде узких полос, окаймляющих массив и входящих в состав нижних горизонтов разреза тектонических чешуй и покровов. Местами метаморфиты отсутствуют вовсе, что обусловлено их тектоническим выклиниванием, а также наличием в основании чешуй неметаморфизованных отложений нижнего комплекса. Аналогичную структурную позицию занимают метаморфические породы нижнего комплекса и в более верхних тектонических элементах. В этом случае они формируют узкие полосы мощностью от 50 до 150–300 м, обрамляющие массив практически по всей его периферии.

Для метаморфических пород верхнего литостратиграфического комплекса площадное распространение и значительные мощности не характерны. Измененные до зеленых сланцев породы верхнего комплекса образуют узкие (10–150 м) полосы вдоль поверхностей надвигов, границ тектонических чешуй.

Большая часть метаморфических пород нижнего комплекса (рифей?–нижний силур) в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны принадлежит слюдясто-хлористой подзоне зеленосланцевого метаморфизма [Шванов, 1983]. В то же время в пределах Ганза-Чимтаргинского массива выделены комплексы пород различных субфаций зе-

леносланцевой фации. По характеру минеральных ассоциаций и особенностям состава минералов выделены [Федоров, 1982] следующие разновидности.

Метаяшмо-карбонатный комплекс: кв + фен + стп, хл, апт, эп, руд; ка + кв + сер + руд + аб + дол. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Метаграувакковый комплекс: кв + хл₅₈ + фен + аб + акт₂₂ ± стп ± эп; кв + аб + хл₆₀ ± грф ± эп. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев, для которой $T = 400\text{--}500^\circ\text{C}$, $P > 5\text{--}6$ кбар.

Филлит-метааркозовый комплекс: фен + кв + хл + грф ± стп; фен + кв + хл + грф ± стп; кв + фен + хл ± аб, стп, грф, эп; грф + кв + фен + хл ± эп; кв + аб + фен + хл₅₄ + стп ± акт ± эп; кв + аб + кшп + фен + хл₅₄ + стп ± акт ± эп; кв + аб + кшп + фен + хл₅₂ + стп, эп, ка. Породы метаморфизованы в условиях стильномелан-пумпеллитовой субфации зеленых сланцев, для которой $T = 300\text{--}500^\circ\text{C}$, $P > 2\text{--}3$ кбар.

Метабазальтовый комплекс: (мн + пл) + акт₂₈₋₃₇ + фен + эп + хл₃₉₋₄₁ + аб + кв + вин₃₇₋₄₇ + карб + кр₂₅ + стп; (пл) + акт + фен + кв + аб + карб + хл; хл + фен + аб + кв + эп + акт₃₂ ± стп ± ка; хл₄₅ + фен + аб + кв + эп + акт + барр₆₀ ± стп ± ка. Породы метаморфизованы в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации. По амфиболам $T = 450^\circ\text{C}$, $P > 6\text{--}8$ кбар.

Метаандезит-дацитовый комплекс: (кшп) + фен + кв + ка ± аб, стп, руд; фен + кв + ка + аб + эп + грф + стп. Метаморфизм протекал при $T = 300\text{--}350^\circ\text{C}$, $P > 2\text{--}3$ кбар.

Таким образом, вторичные преобразования пород нижнего литостратиграфического комплекса охватывают диапазон от низко- до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой фации и от низко- до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма [Федоров, 1982].

Однако не весь объем пород нижнего комплекса захвачен метаморфическими преобразованиями. Метаморфизм заметно менее проявлен вдоль южного ограничения массива, где значительные участки отложений нижнего комплекса сохраняют свой первичный облик и строение. В пределах метаморфических полей также сохраняются участки слабоизмененных или почти неизмененных пород. Эти участки имеют обычно линзообразную форму и обтекаются со всех сторон метаморфическими сланцами.

Примером пространственной неоднородности проявления метаморфизма в региональном плане может служить мокшеватская серия кварцевых метапесчаников, принадлежащая нижнему комплексу. По данным В.Н. Шванова [1983], наименее измененный разрез мокшеватской серии расположен в южном обрамлении Ганза-Чимтаргинского массива, в долине р. Арг, где массивные кварцитовидные песчаники с прослоями аргиллитов несут в себе все признаки глубокого катагенеза. При движении в северо-восточном направлении степень вторичных преобразований возрастает; породы принадлежат еще зоне глубокого катагенеза, но количественные показатели степени вторичного изменения имеют более высокие значения. Севернее (ручьи Нарват и Мокшеват) степень вторичного изменения горных пород соответствует зоне начального, а еще севернее — глубокого метагенеза. В осевой зоне Ганза-Чимтаргинского узла породы обладают всеми признаками глубокого метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма. При этом характерны обилие вторичного кварца при малом содержании альбита (что связано с существенно кварцевым первичным составом пород), а также высокая окристаллизованность слюды и существенно магнезиальный состав хлорита. Непосредственно к северу от осевой зоны метаморфизм пород мокшеватской свиты примерно одинаков и отвечает зеленосланцевой фации, но в более северных разрезах метаморфизм снова уменьшается.

Эта закономерность, имеющая региональный характер, часто нарушается, что находит отражение в расположении относительно друг друга описанных выше метаморфических комплексов. Так, метаандезит-дацитовый комплекс, метаморфизованный при $T = 300\text{--}350^\circ$ и $P > 2\text{--}3$ кбар, занимает одинаковое стратиграфическое и структурное положение с метабазальтовым, преобразованным при значительно больших температу-

рах и давлении ($T = 450^\circ$, $P > 6-7$ кбар). Отсутствует и регионально выраженная вертикальная зональность: метабазиты, преобразованные в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации, залегают гипсометрически выше, чем менее высокотемпературные и высокобарические породы.

Для объяснения этого явления Г.В. Федоров [1982] привлек модель аллохтонного строения Ганза-Чимтаргинского массива, в рамках которой выделена серия автохтонных и аллохтонных комплексов. Действительно, контакты между различными комплексами в большинстве случаев тектонические. Однако, как показало изучение внутренней структуры массива, крупные аллохтонные массы здесь отсутствуют. Все надвиги и покровы сформированы отложениями единой структурно-формационной зоны и являются структурным выражением субгоризонтальной пластической расчлененности массива. Надвиги и покровы формируются лишь в его краевых частях, в центральной же части массива первичная последовательность напластования остается практически не нарушенной.

Изучение конкретных разрезов в долине р. Пасрут-Дарья показало, что метабазальтовый комплекс, наиболее сильно метаморфизованный (глаукофан-зеленосланцевая фация) находится в нормальных взаимоотношениях с нижележащими метатерригенными толщами, принадлежащими более низкотемпературным и низкобарическим субфациям зеленосланцевой фации метаморфизма. Более того, сланцы с глаукофаном маркируют внутриформационные зоны милонитизации, имеют очень незначительную мощность и вниз и вверх по разрезу без разрыва сплошности на очень небольшом расстоянии сменяются менее измененными породами.

Отсутствие региональной вертикальной зональности подтверждается и нахождением в более восточных районах полос амфиболитов, подстилающихся и перекрывающихся толщами зеленых сланцев [Минаев, 1978].

Общая неравномерность вещественных преобразований наблюдается и в кремнисто-терригенных породах верхнего литоформационного комплекса. По данным В.Н. Шванова [1983], в наиболее изученных разрезах (в Магианском районе и на перевале Пушневат) породы комплекса изменены в стадии катагенеза с характерными для этой зоны текстурными, структурными особенностями и количественными характеристиками состава слюд и хлоритов. При прослеживании отложений от долины р. Арг к перевалу Пушневат и далее на запад количественная оценка параметров степени вторичных изменений указывает на рост вторичных преобразований в северном направлении, вплоть до глубокого метагенеза с элементами зеленосланцевого метаморфизма.

Аналогичные изменения отмечены В.Н. Швановым и при движении в западном и северо-западном направлениях, где пушневатские отложения обнаруживают все более высокую степень преобразований вплоть до зоны глубокого метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма.

Таким образом, в породах пушневатской свиты в направлении с юга на север устанавливается [Шванов, 1983] определенная зональность эпигенеза: катагенез сменяется зоной начального, а затем глубокого метагенеза с элементами зеленосланцевого метаморфизма. С приближением к северной границе района вторичные изменения вновь ослабевают до зоны глубокого катагенеза. То есть наблюдается картина, сходная с картиной распределения интенсивности структурно-вещественных преобразований в породах нижнего литостратиграфического комплекса преобразованы в фации зеленых сланцев в весьма значительной своей части (по крайней мере 60–80% общего объема), то породы верхнего комплекса захвачены метаморфизмом в гораздо меньшей степени (не более 20–30% общего объема), и метаморфизм пространственно связан с зонами тектонических нарушений (надвигами, покровами).

Таковы закономерности проявления постдиагенетических преобразований пород Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления в самом общем плане.

Однако неоднородность вторичных изменений (метаморфических в том числе) проявляется в различных масштабах. Уже подчеркивалось, что повышенная степень метаморфических преобразований часто связана с зонами пологих тектонических нарушений. Метаморфические сланцы нередко образуют узкие полосы, которые обрамляют Ганза-Чимтаргинский массив и приурочены к тектоническим линиям, отражающим выход на поверхность плоскостей надвигов, послонных срывов и границ тектонических чешуй. В верхнем крыле этих чешуй и срывов, как правило, располагаются породы нижнего литостратиграфического комплекса, в нижнем крыле – образования либо карбонатного, либо (чаще) верхнего комплексов. Эта закономерность выдерживается по всей площади Ганза-Чимтаргинского массива [Леонов, 1988]. При этом степень расланцевания и метаморфических преобразований ослабевает при движении от плоскости надвигов вверх и вниз. В зоне надвигов степень изменения и молодых и более древних пород примерно одинакова, и провести однозначно границу между этими толщами часто не представляется возможным.

Подобные закономерности распределения вещественных преобразований и взаимоотношений разновозрастных толщ можно наблюдать повсеместно. Ширина зоны интенсивных вещественных изменений выше и ниже поверхности тектонических нарушений может быть различна и составляет обычно первые десятки метров, реже до 100 м и более.

Расланцевание и метаморфизм в лежащем крыле, которые чаще всего сложены породами пушневатской свиты, захватывают, как правило, незначительную мощность порядка десятков метров. В висячем крыле зона вторичных изменений в породах нижнего литостратиграфического комплекса может достигать нескольких сотен метров. Нередко породы пушневатской свиты изменены под надвигами только в стадии метагенеза или катагенеза, в то время как тектонически перекрывающие их нижнесилурийские и более древние породы изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма. Особенно четко такую приуроченность зеленосланцевых пород к поверхностям надвигов и покровов можно наблюдать в верхних тектонических элементах Ганза-Чимтаргинского массива.

При переходе к более низким структурным элементам мощность пород, подверженных метаморфическими преобразованиями, возрастает. По периферии Ганза-Чимтаргинского массива, там, где обнажаются наиболее низкие структурные единицы, зеленые сланцы слагают гигантские поля, и мощность метаморфических пород достигает 1,5 км и более. При этом теряется и пространственная приуроченность метаморфических пород к зонам тектонических нарушений.

Таким образом, проявление метаморфических преобразований горных пород Ганза-Чимтаргинского массива неоднородно и не контролируется регионально выраженной вертикальной зональностью. В целом толщи метаморфических пород района образуют полосу "пятнисто-зонального метаморфизма, которая постепенными переходами через зоны глубокого и начального метагенеза связана с отложениями, не затронутыми метаморфическими проявлениями. Падение метаморфизма происходит в целом от центра к северной и южной периферии Зеравшано-Гиссарской зоны и в направлении с востока на запад" [Шванов, 1983. С. 142].

Эта пятнистость, мозаичность проявляется и в пространственной приуроченности метаморфических пород к зонам тектонических нарушений.

Структурно-метаморфические преобразования

Для метаморфических преобразований пород Зеравшано-Гиссарской зоны характерна и еще одна особенность, подчеркивающая неравномерность вторичных вещественных изменений. Эту особенность впервые отметил В.Н. Шванов [1983]. Суть ее заключается в том, что в соседствующих пространственно условных объемах пород может наблюдаться различное процентное содержание метаморфических минералов. В пределах достаточно большого объема пород можно выделить участки, полностью сложенные парагенетическим комплексом минералов зеленосланцевой фации метаморфизма: для основных вулканитов хлорит+кварц±плаггиоклаз±серицит±талк±карбонат±эпидот±актинолит; для метапесчаников хлорит+серицит+кварц±кислый плаггиоклаз; для метакремней хлорит+кварц±серицит±кислый плаггиоклаз. В то же время расположенные в непосредственной близости участки породы могут содержать 60, 30, 20% метаморфических минералов, характерных для зеленосланцевой фации, а то и не содержать их вовсе. В этом случае среди типичных метаморфических сланцев остаются участки (линзы, полосы) пород, сохранивших черты своего первичного облика и минерального состава, и отнесение их к метаморфическим породам может быть поставлено под сомнение.

Анализируя это явление, В.Н. Шванов [1983] пришел к выводу, что существует коррелятивная связь между степенью структурно-текстурных и вещественных преобразований. Эта связь обнаруживается прежде всего в региональном масштабе, и выражена она в пространственном совпадении областей распространения метаморфических пород и областей проявления пластического течения. При описании структуры массива подчеркивалось, что наиболее интенсивно пластическая деформация проявлена в породах нижнего литостратиграфического комплекса, и именно породы этого комплекса в наибольшей степени подверглись и вещественным преобразованиям. Породы верхнего комплекса захвачены метаморфизмом только в зонах тектонических нарушений и, как уже говорилось, именно в этих зонах максимально проявляется и пластическая деформация. Равным образом изменение вещественных преобразований в латеральном направлении хорошо коррелируется и с изменением степени пластического течения горных пород. В краевых зонах массива, там, где структуры субгоризонтального пластического течения сменяются на систему складок с крутыми осевыми плоскостями без значительного течения, затухает и вещественная переработка горных пород. Во всяком случае, все метаморфические породы пластически деформированы.

Тесная коррелятивная связь между текстурно-структурными и вещественными преобразованиями горных пород наблюдается и на микроуровне. При изучении на микроуровне [Кожухарова, Леонов, 1988] в описываемом регионе устанавливаются три типа структурно-вещественных преобразований горных масс: хрупкая деформация; пластическая деформация; кристаллизация. Их суммарный эффект проявляется в виде пластического течения горных пород.

Хрупкая деформация. Хрупкая деформация минералов выражена в механической дезинтеграции зерен (наиболее легко разрушаются хрупко плаггиоклазы), в появлении плоскопараллельных и косонаправленных микроразрывов. По микроразрывам фиксируется проскальзывание одних частей зерен относительно других, проскальзывание микрообъемов вещества относительно друг друга. При этом могут формироваться гофры и микроскладки, компенсирующие это проскальзывание, разрывы и

ступенчатое смещение кварцевых и карбонатных прожилков, происходит разьединение частей единых первично минеральных зерен, образуются ротационные структуры, фиксируется дезинтеграция протокластов и пр.

Пластическая деформация. Это тип деформации на микроуровне фиксируется по изменению формы минеральных зерен (удлинение, расплющивание) без видимого в обычном петрографическом микроскопе нарушения их целостности. Отмечается изгибание кристаллов (в особенности слюд). Проявляется трансляционное скольжение одних деформационных доменов относительно других. В этом отношении наиболее характерны кварц и слюды. В кварце образуются пластинки деформации – узкие субпараллельные плоскостные или линзовидные образования, вытянутые по преимуществу субпараллельно плоскости базального пинакоида [001], оптически проявляющиеся как области волнистого погасания. Образуются полосы излома, ленточные структуры. Сущность этого явления состоит во внутрикристаллическом трансляционном скольжении субпараллельно [001] под влиянием неравномерного напряженного состояния, в результате которого кристаллы кварца расплющиваются, удлиняются в направлении общего пластического течения, приобретают линзовидную форму. Аналогично деформированы и слюды, в которых скольжение осуществляется в базальной плоскости [001]. При этом образуются деформационные полосы различных размеров и форм.

Синкинематическая метаморфическая кристаллизация. Этот тип преобразования осуществляется несколькими способами.

1. Регенерация или частичная периферийная перекристаллизация приводит к образованию вокруг ядра протокристалла новообразованной каймы того же самого минерала. Чаще всего нарастание происходит асимметрично, что свидетельствует о неравномерном распределении давления: более интенсивное нарастание идет в направлении областей относительно пониженного давления.

2. Грануляция, или полная перекристаллизация, минералов сопровождается образованием мелкозернистого агрегата менее напряженных кристаллов за счет более крупного и более напряженного кристалла. При этом образуются, что наиболее характерно, кварцевые агрегаты без волнистого погасания. Нужно отметить, что такой тип перекристаллизации происходит без существенной латеральной миграции компонентов.

3. Образование и рост новых минеральных (кристаллических) фаз. Этот процесс начинается с процессов нуклеации, т.е. появления новообразованных зародышей кристаллов, но рост продолжается только в случае приобретения кристаллом благоприятной ориентировки относительно существующего поля напряжений. Эти новые минералы фиксируют последнюю наиболее позднюю сланцеватость и определяют фацию метаморфизма на этом этапе. Все новообразованные минералы имеют удлиненную форму, ориентированное положение, но обычно не несут следов деформации и напряженного состояния, что свидетельствует о релаксации напряжений в местах формирования новых минеральных фаз.

Процесс формирования новых минералов идет двумя путями.

1. Кристаллизация фаз слабоустойчивых при повышенных давлениях. Слабо(средне)устойчивые к давлению минералы кристаллизуются в тех участках, где можно предполагать относительно пониженные значения давления, а именно в "тених давления". Здесь образуются зоны, где возникают агрегаты вновь выкристаллизовавшихся минералов: кварца, слюд, полевых шпатов, эпидота. Агрегаты этих минералов имеют характерную хвостобразную треугольную форму. Острые окончания зачастую слегка изогнуты, что свидетельствует об относительноном проскальзывании отдельных доменов во время роста агрегатов. Если в тени давления кристаллизуется тот же минерал, который образует и крупный протокласт – например, кварц, кристал-

лизующийся в тени давления крупного зерна кварца), то в конечном счете формируется единый мономинеральный агрегат линзообразной формы.

Зачастую единый кристалл в результате деформации оказывался будинирован, разорван. В этом случае перешеек между двумя разошедшимися полукристаллами заполняется агрегатом мелкокристаллического кварца. Кристаллизация подобного типа может осуществляться в межслойных пространствах, и тогда образуются сегрегированные агрегаты, имеющие форму сильно удлинённых линз или лентообразных полос.

Именно таким образом осуществляется метаморфическая дифференциация вещества, которая является одним из наиболее выразительных результатов действия динамического фактора при структурно-вещественном преобразовании горных пород.

2. Кристаллизация фаз, устойчивых при повышенном давлении, установлена в зонах наиболее интенсивной деформации, хрупкого разрушения и милонитизации, где такие минералы, как кварц, полевые шпаты и слюды, претерпевают только хрупкую деструктивную деформацию. Одним из подобных минералов является рутил, который кристаллизуется в зонах полной милонитизации и филолитизации. Рутил кристаллизуется в виде очень мелких, длиной 0,15 и шириной 0,001–0,005 мм, призмочек игольчатого габитуса, двойников и сферических агрегатов. Рутиловые агрегаты маркируют зоны милонитизации. В аналогичных зонах происходит и образование глаукофана среди метаморфизованных в зеленосланцевой фации вулканических туфов описанного выше метабазальтового комплекса.

Нужно подчеркнуть, что формы структурно-вещественных преобразований в условиях пластического течения горных пород чрезвычайно разнообразны и определяются наличием хрупких деформаций (деструктивный процесс), кристаллизацией и перекристаллизацией минеральных фаз (конструктивный процесс), а также собственно пластической деформацией (деструктивно-конструктивный процесс). Соотношение этих форм структурно-вещественной переработки горных масс, связанной с их пластическим течением, в пространстве и во времени меняется, что проявляется в резкой неравномерности структурно-метаморфических преобразований. При этом важно отметить, что меняется не только роль того или иного механизма преобразования, но и процентное соотношение между реликтовыми (неизменёнными) и вновь сформировавшимися метаморфическими минералами.

Существует мнение [Лукьянов, 1986], что степени вещественной и структурной переработки пород необходимо изучать отдельно, а затем проводить их корреляцию. В идеале это правильно, так как действительно в природе существуют случаи полной структурной переработки пород без сколько-нибудь значительного преобразования минерального состава, и наоборот – полное вещественное перерождение породы практически без изменения ее структуры и текстуры. В первом варианте это соответствует катакластическому (стрессовому) метаморфизму, во втором, напротив, стрессовая составляющая равна нулю [Лукьянов, 1986]. Но опыт показал [Шванов, 1983] (это находит подтверждение и в наших исследованиях), что во всех промежуточных случаях, когда вторичные преобразования развиваются в условиях неравномерного литостатического давления (а именно этот случай мы и разбираем), степень минеральных преобразований коррелятивно связана со степенью преобразований текстурно-структурных, которые являются количественным и пространственным отображением минеральных превращений, и разделить эти стороны единого процесса практически невозможно. Поэтому мы вслед за В.Н. Швановым выделяем (с определенными изменениями и дополнениями) три степени структурно-вещественных преобразований.

1-я степень (зона глубокого катагенеза, по В.Н. Шванову). Породы сохраняют признаки первичного состава и строения (слоистость, стратификацию, первичные

структурные и текстурные особенности). Под микроскопом наблюдаются пелитовые (в глинистых породах) и обломочные (в зернистых породах) структуры с элементами регенерационных инкорпорационных и микростилолитовых образований. Прослои компетентных пород будинированы (часто без разрыва сплошности), в тонкозернистых породах проявляются послойный кливаж, элементы сланцеватости. Ориентировка зерен выражена слабо, метаморфические минералы проявляются вдоль плоскостей делимости, в тонкозернистой или пелитовой основной массе, частично ее замещающая. Минеральные превращения охватывают отдельно цемент и зерна (в незначительной степени), которые отчетливо обособляются от цемента независимо от состава. Вторичные минералы занимают не более 30% условного объема.

2-я степень (зона начального и глубокого метагенеза, по В.Н. Шванову). Толщина микролитонов уменьшается до 0,1–1 мм, число плоскостей делимости на условную единицу длины увеличивается. Текстуры массивные и сланцеватые, с неправильной зачаточной кристаллизационной сланцеватостью (слоеватостью). Степень рассланцевания и кристаллизационной сланцеватости сильно варьирует. Границы плоскостей делимости становятся волнистыми, появляются гофрировка, микроскладчатость. Границы пелитовых и зернистых слоев видны не всегда. Поверхности сланцеватости становятся шелковистыми. В кремнях и вулканитах проявляется линзовидное строение, обусловленное наличием неизмененных участков породы, как бы плавающих в рассланцованной основной массе. В пелитовых породах преобладают тонкошершчатые лепидобластовые структуры, но сохраняются элементы пелитовой структуры. В зернистых породах новообразования захватывают цемент и обломочные зерна. Обломки вулканогенных и большинства осадочных пород становятся неотличимы от цемента; частично сохраняются обломки кварца и альбита, но и они несут следы ориентированной перекристаллизации и коррозии. Мелкозернистая основная масса полностью или почти полностью перекристаллизована, реликтовые минералы и крупные зерна более 0,2–0,3 мм также затронуты деформацией (раздроблены, удлинены, изогнуты, двойникованы) и вторичными метаморфическими преобразованиями по периферии кристаллов и по трещинкам. Метаморфические минералы занимают от 30 до 60–90% условного объема. Появляется большее число послойных выделений кварца (в терригенных и кремнистых породах) и карбоната (в основных вулканитах и их туфах). Порода имеет ярко выраженный метаморфический облик, но сохраняются реликтовые признаки материнской породы.

3-я степень (зеленосланцевый метаморфизм в собственном смысле, по В.Н. Шванову). Полное господство новообразованных минералов соответствующего парагенезиса. Реликтовые протокласты составляют не более 5–10% условного объема, но и они сильно деформированы и находятся в процессе замещения. Порода представляет собой типичные зеленые сланцы. В поле и под микроскопом первично-обломочные породы неотличимы от первично-глинистых и кремнистых. Структура гранобластовая, гранолепидобластовая или фибробластовая. Текстуры кристаллизационно-слоистые, развита плейчатость. Частота плоскостей делимости очень высокая, толщина микролитонов 0,01–0,1 мм. Развита мелкая гофрировка. В массовом количестве появляются жильные выделения кварца и карбоната. Развита флазерная, микробудинажная, ротационная структуры.

Выделенные три степени вещественно-структурной переработки в значительной степени условны, но они – реальное отражение интенсивности вторичного структурно-метаморфического перерождения горных пород. С каждой более высокой степенью становится более выраженной сланцеватость и кристаллизационная полосчатость, обусловленная метаморфической дифференциацией вещества, увеличивается относительный объем новообразованных минералов. Степени структурных, текстурных и вещественных преобразований хорошо коррелируются друг с другом. Все эти признаки находятся в парагенетической связи, которая свидетельствует о совокуп-

ном процессе вещественно-структурного преобразования горных пород, что подчеркивал и В.Н. Шванов, использовавший метод выделения различных степеней структурно-вещественных преобразований.

Картирование зон, принадлежащих различным степеням вещественно-деформационных преобразований, показало, что распределение вторичных изменений неравномерно по разрезу и по площади. Зоны интенсивного преобразования перемежаются с зонами менее интенсивных деформаций и вещественных изменений и с зонами, где вторичные изменения минимальны для данного района.

Мощность зон наиболее интенсивных структурно-вещественных преобразований варьирует от места к месту от 40–50 м до нескольких сот метров и более. Границы между зонами различной интенсивности вторичных преобразований бывают очень резкими и четкими: переход от преобразований одной степени к другой может осуществляться на расстоянии нескольких десятков сантиметров. Но встречаются и достаточно плавные переходы, когда степень вторичных преобразований нарастает на расстоянии многих метров или десятков метров. Иногда на границе зон или внутри зоны максимальных изменений отмечаются области милонитизации незначительной (от первых сантиметров до нескольких десятков метров) мощности. Внутри более или менее мощных зон можно наблюдать и более дробное "расслоение", при котором, скажем, внутри зоны низких степеней преобразования прослеживаются зоны зеленых сланцев мощностью в десятки сантиметров или несколько метров, а внутри зон зеленых сланцев находятся линзы и тонкие горизонты менее измененных пород.

По латерали отдельные зоны прослеживаются на многие километры и десятки километров, но в то же время по простиранию зоны максимальных вещественно-структурных преобразований ветвятся, сливаются друг с другом, снова расходятся, образуя сложный петельчатый рисунок, который отражает неравномерность проявления структурно-вещественных преобразований в трехмерном пространстве. Такая закономерность характера и для всей площади развития пород нижнего литостратиграфического комплекса.

Степень вторичных вещественно-структурных преобразований зависит от разных причин, и в значительной мере от первичного гранулометрического и вещественного состава пород. В одинаковых условиях более тонкие разности терригенных пород (тонкозернистые песчаники, алевролиты) претерпевают более интенсивные преобразования, чем грубозернистые разности. Большое процентное содержание глинистого материала способствует более интенсивному преобразованию, как вещественному, так и структурному. Наблюдения над вторичными вещественно-структурными преобразованиями пород, которые находятся в заведомо сходных геодинамических условиях, показали, что существует следующий ряд "податливости" пород вторичным преобразованиям (от наиболее податливых к наименее податливым): эффузивы основного состава – кремнистые породы с глинистой примесью – аргиллиты и алевролиты – тонко- и мелкозернистые песчаники – крупнозернистые песчаники – гравелисты – конгломераты.

Нужно отметить, что смена в пространстве ступеней вторичных преобразований часто происходит на границах изменения гранулометрического и вещественного состава пород, но в то же время разкая смена структурно-вещественных преобразований наблюдается и внутри толщ единого состава и строения.

Таким образом, неоднородность проявления вторичных преобразований связана не только с исходным составом и структурой породы, но и с иными причинами, и прежде всего, вероятно, с неравномерным распределением в пространстве параметров, ответственных за структурно-вещественные преобразования. К ним относятся температура, литостатическое давление и стресс (одностороннее давление). О неравномерном распределении этих параметров (либо одного из них) свидетельствует

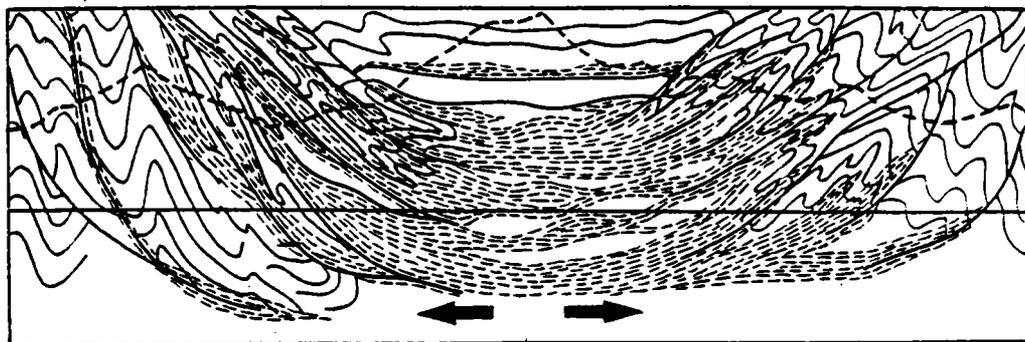


Рис. 28. Соотношение структуры и областей проявления метаморфизма горных пород в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны

Зоны пластического течения и вещественного преобразования горных масс (показаны пунктирной штриховкой) пространственно приурочены к области субгоризонтального растяжения (в центре массива) и к пологим надвигам (на периферии массива). Грубым пунктиром показан современный рельеф

дискретность возникновения парагенезисов метаморфических минералов. О наличии неравномерного литостатического давления говорят признаки пластических деформаций, которые проявляются в разном масштабе и в различном выражении: макро- и микробудинаж, формирование гофр и мелких складочек, образование кристаллизационной сланцеватости, удлинение (растекание) галек и обломков в грубообломочных разностях пород, наличие бластеза, флазерных и ротационных структур и пр.

Зоны пластического течения либо приурочены к тектоническим нарушениям, либо расположены внутри однородных полей вулканогенно-терригенного и карбонатного разрезов. С зонами интенсивного пластического течения связаны и наиболее интенсивные вещественные преобразования. В принципиальном плане наличие парагенетической связи структурно-текстурных и вещественных преобразований свидетельствует о том, что эти процессы протекали в условиях сложного мозаичного распределения частных полей напряжения, изменяющихся от объема к объему (от первых кубических миллиметров до многих сотен кубических километров).

В то же время комплекс структурных признаков (субпараллельность сланцеватости и других ориентированных структур и текстур поверхностям первичного напластования, развитие кристаллизационной сланцеватости субпараллельно первичной слоистости и стратификации толщ, развитие будинажа в той же плоскости и пр.) указывает на формирование метаморфических толщ Ганза-Чимтаргинского массива в условиях субвертикального общего сжатия и субгоризонтального пластического течения горных масс (рис. 28).

Вертикальное сжатие и горизонтальное растяжение (растекание) фиксируются за мерами величин деформации и ориентировок различных структурных элементов. Подчеркивается наличие вертикального стресса и общим рисунком зон вторичных структурно-вещественных преобразований, которые также расположены параллельно плоскостям первичного напластования толщ и конформно вписываются в общую пологую синформную структуру массива. Совпадение зон вторичных вещественных преобразований с зонами интенсивных текстурно-структурных изменений (причем самого разного масштаба), которые свидетельствуют о наличии интенсивного пластического течения, указывает на парагенетическую (а возможно, и генетическую) связь между явлениями метаморфизма (вещественного изменения горных пород) с процессом пластического течения. Во всяком случае, в данном районе со всей опре-

деленностью устанавливается эмпирическая закономерность: нет пластического течения – нет и вещественных преобразований.

Таким образом, интенсивность вторичных структурно-вещественных преобразований контролируется тремя факторами: структурным, литопетрографическим и кинематическим. Причем если первые два фактора могут влиять на проявление структурно-метаморфических процессов, а могут и не оказать на них никакого влияния, то наличие пластических деформаций – обязательное условие проявления интенсивных вещественных преобразований горных пород данного района.

ЗОНЫ ВЕРТИКАЛЬНО-ПЛОСКОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ МАСС (Курганакская зона Южного Тянь-Шаня)

Один из наиболее показательных примеров зон, в которых проявляется вещественное преобразование горных пород в условиях их вертикально-плоскостного тектонического течения, – Курганакская зона Южного Тянь-Шаня. Основная закономерность ее тектонического строения и развития изложены в первой части книги. В этом разделе будут приведены сведения о структурно-метаморфических преобразованиях пород в пределах зоны.

Пластические деформации и вещественные преобразования пород в пределах изученного района распространены неравномерно и приурочены к определенным зонам и горизонтам. Наиболее четко пластическое течение проявлено в глыбово-конгломератовой толще верхнего палеозоя, где оно выражено в деформации галек и цемента. Гальки и обломки в глыбово-конгломератовой толще в основном имеют изометрический габитус. В зонах деформации они приобретают линзовидную, уплощенную или веретенообразную форму. Степень изменения первичной формы колеблется в широких пределах: гальки могут быть лишь слегка вытянуты и уплощены, но могут быть растянуты во много раз, и тогда они превращаются в тонкие лепешки с плоскопараллельными сторонами или сильно вытянутые "сигары". Заполняющее вещество, представленное полимиктовыми и карбонатно-терригенными песчаниками с глинисто-карбонатным цементом, также деформировано. Зерна кварца, карбоната вытянуты и расплющены. Вдоль удлинения зерен на их окончаниях развиваются дворики давления из волокнистых агрегатов кальцита, слюды или гранулированного кварца. Крупные обломочные зерна кварца приобретают волнистое погасание, гранулируются, приобретают вытянутую линзовидную форму. На границах раздавленных галек образуются стилолитовые швы, в которых концентрируется рассеянное в породе углистое вещество. А.В. Лукьянов [1980] показал, что степень упорядоченности ориентировки включений и соотношение длин главных осей эллипсоида деформации отражают интенсивность деформации в полуколичественном (процентном) выражении, что позволяет проследить изменение деформации по площади и разрезу.

На степень пластической деформации галек и обломков влияют следующие факторы.

1. *Литологический состав пород.* При сравнении деформации включений одинакового размера в пределах выделенного условного объема породы устанавливается следующий ряд пластичности: известняки ($a_1 : a_3 =$ от 1 : 8 до 1 : 10) – доломиты ($a_1 : a_3 =$ от 1 : 5 до 1 : 6) – песчаники ($a_1 : a_3 =$ от 1 : 2 до 1 : 4) – кремни ($a_1 : a_3 =$ от 1 : 1,2 до 1 : 1,5) – кварциты ($a_1 : a_3 =$ 1 : 1, редко 1 : 1,3).

2. *Размер галек.* Включения одинакового литологического состава, но разного размера деформируются в одних и тех же условиях по-разному. Крупные гальки легче подвергаются пластической деформации, чем мелкие. Наибольшей деформации подвергаются гальки размером 5–10 см в поперечнике. Гальки диаметром менее 1 м обычно деформированы незначительно. Поэтому соседствующие друг с другом горизонты крупногалечных конгломератов и гравелитов могут быть деформированы в различной степени.

3. *Процентное соотношение объемов цемента и включений.* В пудинговых конгломератах, где объем цемента резко превышает объем включений, деформация галек обычно минимальна. Там же, где цемента мало, пластическая деформация во включениях развивается заметно интенсивнее.

Все эти закономерности проявляются отчетливо только при относительно слабой

деформации. При нарастании деформация захватывает все компоненты породы практически независимо от первого состава и размеров включений. Тем не менее отдельные включения сохраняют свою форму и при очень высокой степени деформации. В этом отношении наиболее деформационно стойкими оказываются мелкие гальки кварцитов, которые как бы выключаются из деформации и ведут себя как жесткие тела в пластичной основной массе. Иногда недеформированными сохраняются и крупные включения более пластичных пород. "Жесткие" гальки обычно разбиты системой трещин, ориентировка которых свидетельствует о сжатии, перпендикулярном напластованию толщи, и растяжению в направлении напластования. Отмечается и вращение изометричных включений.

Действие перечисленных факторов приводит к тому, что в пределах глыбово-конгломератовой толщи интенсивность пластической деформации варьирует от горизонта к горизонту. Соответственно в разных горизонтах различна и амплитуда перемещения вещества, а это приводит к тектоническому расслоению единой толщи пород, к разноамплитудному проскальзыванию одних горизонтов относительно других. Тектоническое расслоение фиксируется внутри разреза конгломератов в виде зон пластического течения разной интенсивности и послойных срывов. Один из таких срывов приурочен к стратиграфическому контакту двух различных литологических толщ – конгломератов верхнего палеозоя и известняков нижнего карбона. Развит этот срыв не повсеместно, а только в зоне S-образного изгиба структуры. Поскольку в зоне перегиба обнажается лежачее крыло антиклинальной складки и известняки нижнего карбона лежат гипсометрически выше верхнепалеозойских конгломератов, то этот послойный срыв трактовался как надвиг, а массив каменноугольных известняков изображался как аллохтон, что нашло отражение и на геологических схемах [Рогожин, 1977].

Несмотря на значительную неоднородность пластической деформации выявляются и некоторые общие закономерности проявления пластического течения горных пород. Давленные, пластически деформированные конгломераты приурочены к области горизонтальной складки и протягиваются узкой полосой на запад. Полоса эта с севера и с юга ограничена крутыми разломами и тектонически выклинивается на правом борту долины руч. Кусавли. Узкий тектонический клин давленных конгломератов вновь появляется в бассейне руч. Актенги.

В западном и восточном направлениях, там, где структуры делаются более открытыми и менее напряженными, пластическая деформация постепенно затухает. Исчезают следы пластического течения горных пород (по крайней мере интенсивного) и вне зоны распространения верхнепалеозойских отложений. В то же время нужно отметить, что в восточных секторах Курганакской зоны, в бассейнах рек Аучи и Янгиарык, интенсивные пластические деформации прослеживаются в узких полосах (10–100 м) выходов верхнепалеозойских конгломератов, кембрийских известняков и устричных известняков и песчаников палеогена–неогена.

Таким образом, горизонт конгломератов представляет собой зону максимальной концентрации пластических деформаций. Судя по уплощенности обломков и галек, а также по ориентировке их длинных осей, величина деформации в этой зоне более 100%. Коэффициенты относительного удлинения галек, рассчитанные по формуле $E = \sqrt[3]{a_1^3 / (a_2 \cdot a_3)}$ [Лукьянов, 1980] при $a_2 = a_3$, достигают 200–300%, в отдельных горизонтах и зонах до 500% и более. В зонах нулевой деформации структура конгломератов хаотичная, при нарастании деформации происходит постепенное упорядочение структуры – гальки и обломки уплощаются и располагаются параллельно друг другу, длинные их оси приобретают одинаковую ориентировку. В цементе развивается сланцеватость, которая на определенных этапах деформации пронизывает и гальки. Уплотнение галек происходит в плоскости сланцеватости.

Деформация галек и цемента позволяет восстановить направление максимального

растяжения (сжатия). Уплотнение галек и развитие сланцеватости происходит в плоскости первичного напластования пород. Длинные оси деформированных включений расположены в субгоризонтальной плоскости либо под углом 20–30° к горизонту. Таким образом, повсеместно устанавливаются субгоризонтальное растяжение в направлении простиранья верхнепалеозойских толщ и субгоризонтальное боковое сжатие, которые приводят к продольному тектоническому течению горных масс. Пластическая деформация конформна изгибу сигмоиды и общему простиранью структур Курганакской зоны.

ВТОРИЧНЫЕ ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

1. Практически все горные породы зоны в той или иной степени подвержены вещественным преобразованиям, но в целом степень этих преобразований не выходит за рамки ката- и метагенеза. Однако некоторые толщи пород претерпели значительно более интенсивные изменения, что отмечалось всеми геологами, работающими в районе. Наибольшая степень вещественных изменений приходится на толщу верхнепалеозойских конгломератов и залегающих с ними в едином разрезе нижнекаменноугольных известняков. Известняки превращены в мраморы, верхнепалеозойские конгломераты и песчаники – в карбонат-серицитовые, карбонат-серицит-хлоритовые, серицит-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-сланцистые и хлорит-сланцистые сланцы. Подвержены метаморфическим преобразованиям и пластически деформированные породы палеогена–неогена, образующие узкие полосы и линзы, вытянутые по простиранью зоны и представляющие собой зоны пластических сдвигов. При этом более древние толщи разреза: силурийские, среднекаменноугольные и кембрийские породы изменены в значительно меньшей степени. Максимальные изменения сводятся к появлению глинисто-серицитовых сланцев.

2. Проявление метаморфизма пространственно совпадает с зонами развития пластического течения, причем степень деформации неким образом связана со степенью вещественного преобразования. В зонах слабой пластической деформации мы видим появление в цементе и краевых зон пластически деформируемых обломков. В зонах повышенной пластической деформации цемент метаморфизуется до стадии серицит-хлоритовых, карбонат-серицит-хлоритовых, хлорит-биотитовых и хлоритовых сланцев. В цементе происходит дифференциация вещества и возникает метаморфическая полосчатость. Гальки карбонатных пород, особенно черных известняков, постепенно осветляются и мраморизируются.

В сильно метаморфизованных породах (зеленые сланцы, хлорит-сланцистые сланцы) происходит интенсивная дифференциация вещества, выделение карбоната. Выделения карбоната образуют стяжения лепешкообразной или сигарообразной формы, размер стяжений колеблется от 1–5 мм до 10–30 см по длинной оси. Карбонат розовато-белый, сахаровидный, легко рассыпающийся, равномернозернистый. Ранее эти стяжения рассматривались как деформированные гальки, однако гальки такого состава и строения отсутствуют в неметаморфизованных разностях конгломератов, а степень насыщенности породы подобными образованиями находятся в прямой связи со степенью вторичных структурно-вещественных преобразований. Степень вторичных структурно-вещественных преобразований зависит от литологического состава пород, но в то же время изменение их интенсивности фиксируется и в литологически единых горизонтах. Особенно четко это прослеживается по простиранью пластов.

Приуроченность интенсивных вещественных преобразований к зонам пластической деформации, определенное соответствие интенсивности деформации вещественным изменениям, отсутствие проявлений метаморфизма в расположенных в непосредственной близости более древних породах и отсутствие молодых интрузий в преде-

лах Курганакской зоны (в данном районе) позволяют предполагать наличие парагенетической связи между процессами пластического течения пород и их метаморфическими преобразованиями. Отсутствие каких-либо признаков регионально повышенного теплового потока или значительных погружений, при которых толщи (причем только верхнепалеозойские) могли бы попасть в условия соответствующих повышенных температур и давлений, заставляет считать пластическую деформацию одним из факторов метаморфических преобразований. Во всяком случае, имеющийся геологический материал заставляет задуматься над этим вопросом.

ОБОБЩЕНИЕ МАТЕРИАЛА ПО СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИМ АНСАМБЛЯМ

В пределах Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов, а также Курганской зоны вторичные вещественные преобразования в той или иной степени захватывают породы всего стратиграфического разреза. Вторичные изменения соответствуют широкому диапазону, от умеренного катагенеза до эпидот-амфиболитовой и глаукофан-зелено-сланцевой фации метаморфизма.

Распределение метаморфических пород по площади и по размеру неравномерно. В самом общем плане метаморфиты либо слагают замкнутые объемы различной величины (от сотен кубических метров до сотен кубических километров), либо приурочены к тектоническим нарушениям (надвигам, покровам, зонам хрупко-пластических сдвигов), образуя линейные зоны незначительной (до первых сотен метров) мощности. Внутри крупных объемов метаморфических толщ (как линейных, так и площадных) распределение вторичных вещественных преобразований также неравномерно, что имеет и качественное (различие фаций и субфаций метаморфизма) и количественное (различное процентное соотношение реликтовых и метаморфических минералов) выражение.

Весь комплекс данных по внутренней структуре пород изученных районов и особенностям проявления метаморфических процессов свидетельствует о структурно-вещественной перестройке горных масс в условиях интенсивного пластического течения.

Неравномерное, мозаичное распределение вторичных вещественных преобразований контролируется тремя геологическими факторами:

литологический фактор определяет податливость пород различного состава и граулометрии вторичным преобразованиям;

структурный фактор выражен в пространственной приуроченности зон метаморфизма (или зон повышенной в сравнении с фоновой степенью вещественных преобразований) к субгоризонтальным и субвертикальным послойным срывам, поверхностям тектонических чешуй и покровов, зонам рассланцевания;

кинематический фактор. В подавляющем большинстве случаев собственно метаморфические преобразования фиксируются только тогда, когда порода испытала пластическое течение, причем достаточно интенсивное.

На начальной стадии пластического течения, выраженного в образовании пережимов пластов, слабого будинажа без разрыва сплошности и незначительного пластического течения пород в гальках и обломках, вещественные изменения происходят только в отдельных зонах и заключаются в кристаллизации серицита и хлорита в цементе, некоторой перекристаллизации кварцевых зерен. При появлении структур, свидетельствующих о более интенсивном пластическом течении, возрастает и степень вещественных преобразований. В конечном итоге минеральный состав полностью изменяется, но одновременно полностью меняются и структурно-тестурные особенности толщ. Исчезают признаки первичной слоистости и стратификации, развивается

сначала сланцеватость, а затем кристаллизационная слоистость, фиксируются выделения свободного карбоната и кремнезема. Эта эмпирическая закономерность примерного соответствия минеральных и структурных преобразований в условиях пластического течения позволяет говорить о "структурно-вещественных", а не просто о метаморфических преобразованиях. Причем, как уже отмечалось, если первые два фактора могут оказывать влияние на неравномерность вещественных преобразований, а могут и не оказать, то третий фактор – пластическая деформация – обязателен. И эмпирическая закономерность примерного соответствия интенсивности минеральных и текстурно-структурных преобразований, свидетельствующих о пластической деформации, позволяет считать кинематический фактор определяющим при структурно-вещественной перестройке горных масс описанного района.

Итак, изучение структурно-метаморфических ансамблей Южного Тянь-Шаня и данные по аналогичным объектам других зон [Паталаха, Лукиенко, 1986] позволяют установить следующие закономерности проявления структурно-вещественных преобразований горных масс.

1. Неравномерность по интенсивности. По существующим представлениям о фациях метаморфизма степень преобразования вещества варьирует от начального катагенезиса до высокотемпературных степеней зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и от низкобарических серий зеленосланцевой фации до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма. Помимо качественной неравномерности, которая выражается в пятнисто-мозаичном распределении соответствующих минеральных парагенезисов, неравномерность вторичных преобразований вещества имеет и количественное выражение: в определенном условном объеме горной породы может быть различное (от 0 до 100%) содержание метаморфических минералов.

Количественная оценка величин деформации, осуществленная по методике А.В. Лукьянова [1980], свидетельствует и о значительной неоднородности пластического течения горных пород. Величина деформации от места к месту изменяется от нулевого значения до 500–1000%.

2. Неравномерность пространственного распределения. Степень структурных и вещественных преобразований изменяется в различных масштабах – от размера шлифа до размеров складчатой области в целом. В самом общем случае эта неравномерность выражена в сложном мозаично-пятнистом или ленточно-петельчатом сочетании объемов интенсивно измененных (в вещественном или в структурном выражении) и объемов менее измененных вещественно (или структурно) горных пород. Что касается метаморфизма, то его проявление не контролируется какой-либо латеральной или вертикальной зональностью. Равным образом и интенсивность пластического течения сильно варьирует по разрезу и по латерали.

3. Между структурными и вещественными преобразованиями существует коррелятивная связь: зоны наибольших вещественных изменений горных пород совпадают с зонами наибольшего пластического течения, и наоборот. Неравномерность эпигенеза-метаморфизма в значительной мере отражает неравномерность в интенсивности пластического течения. Помимо структурного контроля, степень вторичных преобразований контролируется и литологическим составом исходных пород, однако литологический контроль проявляется не всегда. Изменение степени вторичной переработки фиксируется и внутри(!) толщ единого состава и строения.

Неравномерность проявления метаморфизма по существующим представлениям должна отражать неравномерность распределения в пространстве термодинамических параметров, в первую очередь температуры и литостатического давления. Следовательно, для объяснения наблюдающихся закономерностей проявления метаморфических процессов мы должны указать либо механизмы локального изменения $P_{\text{общ}}$ и

T , либо иной фактор, неким образом способствующий вещественному преобразованию горных пород.

Локальное изменение T . Если в условном объеме горных пород фиксируется неравномерность метаморфических преобразований, то можно рассматривать локальные понижения T от уровня, обеспечивающего максимальную степень изменения вещества, а также понижение и повышение T от некоего среднего уровня. Локальные понижения температуры в столь различных объемах и столь неравномерные не находят удовлетворительного объяснения. Причина местных повышений T также остается неясной, ибо никаких локально распространенных источников тепла обнаружить не удастся. Учитывая структурный контроль размещения зон максимальных вещественных преобразований, казалось бы заманчивым связать локальные повышения T с теплом, которое выделяется при трении. Однако показано [Тернер, Ферхуген, 1961; Goguel, 1948; Harker, 1932, и др.], что подъем температуры, стимулированный процессами трения при деформации горных пород, не превышает 10% фоновой и не может иметь значения для метаморфических реакций. Принимая во внимание это, данные о приповерхностных или малоглубинных условиях метаморфизма зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня, а также общую негативную оценку влияния температурного фактора на эпигенез и метаморфизм в данном регионе [Шванов, 1983], нужно, по-видимому, искать иной фактор, способствующий реальному ходу метаморфических реакций достаточного широкого температурного диапазона при фоновом значении T , обеспечивающем минеральные преобразования не выше уровня глубокого метанеза.

Локальные изменения $P_{\text{общ}}$. Литостатическое давление в земной коре возрастает с глубиной. Локальные вариации (повышение или понижение) $P_{\text{общ}}$ в пределах объемов, находящихся на одном уровне глубинности, по-видимому, невозможны. Тем более трудно объяснить увеличение $P_{\text{общ}}$ снизу вверх по разрезу. Геологические наблюдения показывают, что максимальное литостатическое давление на наиболее глубинных уровнях изученных разрезов не должно превышать 2–3 кбар. В то же время по экспериментальным данным образование пород глаукофан-зеленосланцевой фации, слагающих горизонты и линзы в верхних частях метаморфизованного разреза, требует $P_{\text{общ}}$ не менее 6–8 кбар. Несоответствие экспериментальных данных реальным геологическим наблюдениям находит отражение в геологической литературе. Р. Рутланд в сводке по этому вопросу указывает: "В лучшем случае геологические оценки дают лишь половину глубины, на которую указывают экспериментальные данные, а в худшем – немногим меньше одной десятой части" [Рутланд, 1967. С. 129]. Исходя из этих оценок, логично допустить существование еще какого-то фактора, изменяющего барические условия метаморфизма данного типа в сторону их явного уменьшения.

Таким образом, для объяснения закономерностей проявления метаморфических процессов необходимо указать дополнительный фактор, обеспечивающий вещественные преобразования горных масс при P – T условиях существенно более низких, чем это устанавливается при расчетах и экспериментальных исследованиях. Таким фактором многие исследователи, начиная с А. Харкера [1937], называли одностороннее давление – стресс. Однако эта точка зрения не получила подтверждения, и недавно показано [Лукьянов, 1986, 1987а, б], что одностороннее давление фактором преобразования вещественного состава горных пород стать не может. Следовательно, необходимо рассмотреть иные варианты.

В изученном районе области повышенных в сравнении с фоновыми вещественных преобразований это одновременно и области наиболее интенсивного пластического течения. Между этими явлениями устанавливается парагенетическая связь, фиксируемая на различных масштабных уровнях. Учитывая это, логично допустить, что именно пластическое течение неким образом влияет на ход метаморфических реак-

ций. Это предположение находит подтверждение и при изучении сходного типа метаморфизма в других районах [Паталаха, Лукиенко, 1986] и при теоретических исследованиях [Флинн, 1967]. Вероятно, одним из первых, кто на определенном уровне знаний обобщил теоретические данные по этому вопросу и соотнес их с полевыми наблюдениями, был А.Н. Чередниченко [1964].

Хорошо известно, что на ход метаморфических реакций в условиях пластического течения пород влияет несколько факторов: увеличение растворимости минералов и миграционной способности компонентов; увеличение масштабов диффузии; увеличение числа центров кристаллизации и некоторые другие. Но, по-видимому, одним из определяющих является разрушение химических связей в кристаллической решетке деформированных минералов и приведение кристаллических фаз в термодинамически неустойчивое состояние. Возможно, именно этот фактор ответствен за вещественные преобразования описанного типа [Паталаха, Лукиенко, 1986; Чередниченко, 1964; Чиков, 1988].

Такое решение вопроса находит подтверждение в данных механохимии – области физической химии, изучающей химические и физические изменения вещества под влиянием механической энергии. Экспериментальные и теоретические исследования, проведенные в механохимии, позволяют считать твердо установленными [Аввакумов, 1986; Болдырев, 1982; Бриджмен, 1955; Молчанов, 1981; Молчанов, Селезнева, Осипов, 1988; Молчанов, Юсупов, 1981; Петерс, 1966; Флинн, 1967; Хайнике, 1987; и др.] следующие положения.

1. При хрупкой (катаклаз, милонитизация) и пластической деформации твердых тел часть (5–30%) механической энергии, затраченной на деформацию, задерживается кристаллической решеткой деформируемого тела. В силу действия механических факторов происходит изменение строения твердого тела: искажение кристаллической решетки (дефекты, дислокации) и ее перестройка (изменение координационного числа, изменение межатомных, межионных, межмолекулярных расстояний).

2. Изменения структуры и строения вещества, происходящие под действием непрерывно подводимой механической энергии, направлены на ее поглощение; при этом запасенная энергия увеличивает термодинамический потенциал твердого тела. Повышение энергетического потенциала связано с приростом энергии свободной поверхности и аккумуляцией энергии в зонах остаточных напряжений. Происходит химическая активация вещества.

3. Активация вещества, связанная с подводом механической энергии, приводит к возбуждению электронной подсистемы и изменению прочности химических связей, вплоть до их полного разрыва. Активированные таким способом вещества находятся в метастабильном состоянии, из которого они могут самопроизвольно или под влиянием каких-либо иных факторов перейти в стабильное состояние.

4. Накопленная в зонах остаточных напряжений энергия может релаксировать за счет: повышения растворимости минералов и изменения их сорбционной способности; изменения кинетического фактора энергетически выгодных, но медленно идущих реакций; снижения энергетического барьера термодинамически выгодных реакций; ускорения реакций; изменения хода последующих реакций и пр. Скорость релаксации контролируется температурой; при низких значениях T вследствие замедленной релаксации остаточные напряжения в твердом теле могут сохраняться достаточно долго. С этим связан эффект "последствия", когда релаксационные процессы идут уже после прекращения подвода механической энергии.

5. Повышение химической активности твердых тел, связанное с подводом механической энергии, приводит к ряду следствий, имеющих принципиальное значение для понимания процесса структурно-вещественного (метаморфического) преобразования горных пород. Главные из них следующие.

1. При воздействии механических сил на твердые вещества возможны все виды химических реакций, известные из химии твердых тел.

2. Повышение химической активности вещества при подводе к нему механической энергии способствует снижению значений температуры и литостатического давления в сравнении с теми, которые необходимы для петрохимических преобразований, происходящих в статических условиях, вплоть до низкотемпературной перекристаллизации и бластеза с признаками псевдоплавления.

3. Происходит понижение температуры плавления и спекания.

4. При механохимических процессах могут возникать локальные повышения температуры и давления, которые можно рассматривать как эффективные.

5. Наиболее значительные механохимические эффекты свойственны веществам с ярко выраженными пластическими свойствами; количество прореагировавшего вещества пропорционально деформации, и пластическая деформация – наиболее эффективный способ механической активации твердых тел; в режиме пластического течения петрохимические реакции могут развиваться как самоподдерживающиеся.

Итак, изложенный материал по особенностям проявления зеленосланцевого метаморфизма в пределах Южного Тянь-Шаня и анализ данных механохимии свидетельствуют о том, что пластическая деформация – реальный геологический фактор метаморфических преобразований. Это находит подтверждение и в наблюдениях других исследователей [Паталаха, Лукиенко, 1986; Чередниченко, 1964; Чиков, 1988]. Отсюда следует, что в основе своей рекристаллизация и кристаллизация новых минеральных фаз может быть одним из способов релаксации сложного поля напряжений пластически деформированного объема путем вещественных преобразований. Именно поэтому наибольшая степень вещественных преобразований в принципе совпадает с объемами горных пород, деформированных пластически. Следовательно, в данном случае мы имеем дело с типом метаморфизма, специфика которого заключается в том, что вещественные преобразования не только происходят в условиях пластического течения, но и инициируются пластической деформацией.

Процесс релаксации энергии, захваченной веществом при пластическом течении горных пород, определяет существенно иные термобарические параметры вещественных преобразований, чем те, которые необходимы в условиях статического метаморфизма. В то же время данные механохимии показывают: в процессе механической активации и разрядки напряженного состояния могут возникать локальные зоны резко повышенных значений давления и температуры, и в этих зонах могут осуществляться процессы, требующие высоких термобарических параметров. Но возникновение этих условий связано при этом опять-таки с накоплением и релаксацией механической энергии пластического течения вещества.

Таким образом, по характеру проявления этот тип метаморфизма может быть назван мозаичным, генетически он является динаморелаксационным (релаксационный метаморфизм, *relax*-метаморфизм, *R*-метаморфизм).

Сущность метаморфических преобразований заключается в приспособлении минеральной системы к условиям, отличным от тех, которые существовали во время формирования данной системы. И в этом смысле в широком спектре выделяемых в настоящее время типов метаморфизма четко обособляются две формы вещественных преобразований, имеющих различный источник энергии: *PT*-метаморфизм, обусловленный соответствующими условиями температуры и литостатического давления [Лукьянов, 1986, 1987]; релаксационный метаморфизм, при котором реализуется энергия механических процессов (пластического течения).

Принципиальная разница между этими двумя типами метаморфических преобразований заключена не только в различии источников энергии. Вещественные преобразования при *PT*-метаморфизме приводят к образованию системы, устойчивой в

новых условиях, но сами условия при этом не изменяются сколько-нибудь существенным образом. При релаксационном метаморфизме процесс направлен на уничтожение (релаксацию) причины, вызвавшей термодинамическую неустойчивость системы, т.е. на релаксацию сложного напряженного состояния горных масс, стимулирующего пластическое течение. Реальный метаморфизм [Лукьянов, 1986, 1987б] является сложной интерференцией преобразований: вещественных, связанных с $P-T$ условиями, и структурно-вещественных – с релаксацией сложного напряженного состояния горных пород.

Из сказанного вытекает, что одностороннее давление (стресс) – не самостоятельный фактор метаморфических преобразований [Лукьянов, 1986, 1987б]. Роль стресса состоит только в создании сложного напряженного состояния минеральной (породной) системы [Чиков, 1988], и понятие "стресс-метаморфизм" не раскрывает ни энергетической, ни феноменологической сущности наблюдаемого явления. В то же время, учитывая широчайшее распространение структур пластического течения на всех уровнях разреза земной коры, значение релаксационного метаморфизма в процессе структурно-вещественной перестройки горных масс трудно переоценить.

Заканчивая раздел, нужно отметить еще одно обстоятельство, касающееся материала, изложенного ранее, и констатировать, что в пределах шовных зон (Курганакская зона) на поздних этапах их развития могут интенсивно протекать процессы структурно-вещественного преобразования горных пород. Иными словами, в шовных зонах проявлены не только специфическая седиментация и структурообразующие процессы, но и процессы метаморфизма. Расшифровка природы метаморфических преобразований позволяет, как мы видели, глубже проникнуть в суть формирования структур подобного типа.

ЧАСТЬ 3

СТРУКТУРНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ АНСАМБЛИ

ГЛАВА 1

ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ

В геологическом строении многих районов мира принимают участие своеобразные комплексы пород. Они представлены толщами хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала, который слагает прослой, линзы и мощные горизонты протяженностью до сотен километров. Эти образования привлекли внимание геологов еще в конце прошлого столетия, и оно не ослабевает до сих пор. Комплексы пород с хаотическим внутренним строением были описаны разными авторами под различными наименованиями: меланж, дикий флиш, тиллиты, тиллитоподобные конгломераты, мегабрекчи, олистостромы и др., причем природа их трактовалась далеко неоднозначно. В настоящее время в результате исследования хаотических комплексов удалось провести их типизацию и определить сумму признаков, присущих как всему классу образований, так и отдельным их разновидностям.

Само название "хаотические комплексы" определяет главную особенность этой ассоциации горных пород – хаотичность внутреннего строения. Наиболее существенные черты их строения следующие: 1) гетерогенность (ассоциация с иными типами отложений, наличие двух разнородных составляющих – матрикса и включений); 2) хаотичность внутреннего строения (отсутствие осадочных структур и текстур, слоистости и стратификации, незакономерное размещение включений, непостоянство соотношений объемов матрикса и включений); 3) наличие значительных масс грубокластического материала всех размеров и форм; 4) наличие перемешанных пород различных генетических типов (осадочных, магматических, метаморфических).

Указанные признаки или определенная их совокупность позволяют выявлять хаотические комплексы пород среди других типов геологических образований, а это оправдывает их выделение в самостоятельную категорию и применение к ним термина "микстит" – "смесь". Его использовали применительно к подобным комплексам пород уже многие геологи [Руженцев, Хворова, 1973; Соколов, 1977; Чумаков, 1978; Леонов, 1981; Schermerhorn, 1966]. Содержание данного термина, несколько видоизменяя формулировки применявших его Л. Шермерхорна и Н.М. Чумакова, можно определить следующим образом: "микститы" – грубокластические комплексы пород любого литолого-петрографического состава и генезиса, состоящие из обломков любых размеров и формы, незакономерно рассеянных в более тонкозернистой, чем обломки, основной массе (матриксе), несортированные и нестратифицированные.

В составе микститов выделены различные их разновидности, что находит отражение в системе типизации (рис. 29). Каждый из выделенных типов обладает набором присущих ему характерных признаков. Вопросы, связанные с принципами типизации микститов и определением присущих им признаков, в полном объеме рассмотрены в специальной работе [Леонов, 1981]. В данном разделе мы рассмотрим лишь два типа микститов: гравитационные и тектоно-гравитационные, формирование которых связано самым непосредственным образом с тектоническими движениями и возникновением специфических структурно-седиментационных ансамблей.

Формирование гравитационных микститов – результат совокупного действия

		Способ переноса кластического материала						Ледниковый (γ)	Магматический (σ)		
		Тектонический (α)		Гравитационный (β)							
				Обвалы, осыпи		Оползни				Грязевые потоки	
				подводные	наземные	подводные	наземные			подводные (фралы)	наземные (сели)
Способ формирования кластического материала	Тектонический (α)	α -микститы (тектонические; меланжи, тектонические брекчи)	Послойные прогрузы	$\alpha\beta$ -микститы (тектоно-гравитационные)							
	Эзогенный (β)			β -микститы (гравитационные, олистостромы)				$\beta\gamma$ -микститы (тиллиты, боковая морена)			
	Ледниковый (γ)		$\gamma\beta$ -микститы (ледниково-гравитационные, аллотиллиты)				γ -микститы (ледниковые, тиллиты)				
	Магматический (σ)		$\sigma\beta$ -микститы (лахары)					σ -микститы (магматические, эруптивные брекчи и пр.)			

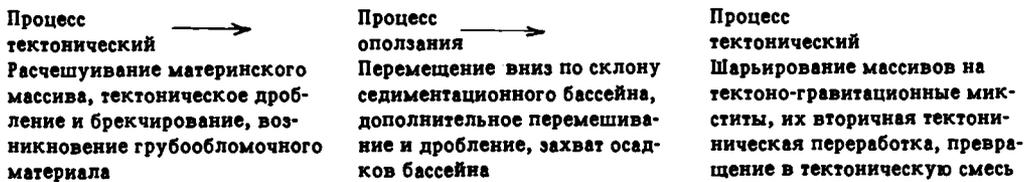
Жирной линией обведены типы микститов, относимые ранее к олистостромам; пунктирной — тип, соответствующий понятию "олистостром" по новой классификации

Рис. 29. Типизация хаотических комплексов пород (микститов)

экзогенных факторов. В образовании тектоно-гравитационных микститов значительную роль играют тектонические процессы: разрушение и дезинтеграция продвигающихся тектонических покровов и шарьяжей. Формирование кластического материала идет различными путями: 1) обрушение фронтального уступа надвига или покрова, которое происходит благодаря тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания; 2) тектоническое дробление, расчешуивание, брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов; 3) тектоническое дробление, расчешуивание, брекчирование и образование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с последующим высыпанием или тектоническим выдавливанием брекчий и пластин на дневную поверхность или поверхность морского дна.

В дальнейшем обломочный материал либо остается непосредственно у подножия разрушающегося покровного массива, сохраняя при этом черты своего тектонического происхождения, либо под действием силы тяжести перемещается в бассейн, где происходит отложение осадков иного типа. В процессе оползания и захоронения грубообломочного материала толщи приобретают новые, характерные для оползневых тел черты, но как и прежде сохраняют в своем внутреннем строении признаки первичного генезиса – тектонического. И наконец, во многих случаях тектоно-гравитационные микститы вновь перекрываются тектоническими покровами, за счет разрушения которых они сформировались, и подвергаются вторичной тектонической переработке, вновь превращаясь в тектоническую смесь.

Таким образом, генетический ряд становления тектоно-гравитационных микститов выглядит следующим образом:



В результате совокупного действия всех перечисленных процессов формируются как тектоно-гравитационные микститы, являющиеся комплексами-показателями горизонтальных перемещений горных масс, так и своеобразные структурно-седиментационные ансамбли.

Возникновение гравитационных микститов (собственно олистостромов) связано с действием обвально-оползневых процессов в условиях гравитационной неустойчивости масс горных пород, которая может быть вызвана различными причинами: накоплением значительных масс осадков, увеличением уклона морского дна, ростом антиклинальных поднятий и пр. Но обязательным условием формирования гравитационных микститов является наличие морфологически выраженного уступа или протяженного склона, т.е. разности высот между областью зарождения обвала или оползня и областью отложения дезинтегрированного материала. Гравитационные микститы зачастую зарождаются одновременно с тектоно-гравитационными. Главное же генетическое различие гравитационных и тектоно-гравитационных микститов состоит в том, что грубообломочный материал тектоно-гравитационных микститов сформирован в результате тектонических процессов (тектоническое дробление во всех его проявлениях: брекчирование, расчешуивание, меланжирование), тогда как кластический материал гравитационных микститов образован вследствие обвально-оползневых процессов – тектоника только подготавливает условия для их возникновения. Именно поэтому гравитационные микститы в противоположность тектоно-гравитационным отражают главным образом вертикальные движения блоков земной коры и являются, следовательно, комплексами-показателями вертикальных перемещений горных масс. Но вернемся к анализу тектоно-гравитационных микститов.

ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как говорилось, образование кластического материала тектоно-гравитационных микститов связано с тектоническим дроблением, расчешуиванием и меланжированием аллохтонных горных пород, которые формируются в процессе горизонтальных перемещений блоков земной коры. Однако эти процессы не всегда проявляются единообразно. Из рассмотрения фактического материала по геологии тектоно-гравитационных микститов видно, что образование хаотических толщ происходит в различных палеотектонических и палеогеографических условиях и реализуется в зависимости от этих условий по-разному. При этом формируются структурно-седиментационные ансамбли с различным тектоническим стилем, своими структурными и седиментационными особенностями. Анализ фактического материала [Леонов, 1981, 1983] показывает, что может быть выделено по крайней мере четыре типа структурно-седиментационных ансамблей, связанных с формированием тектонических покровов и тектоно-гравитационных микститов (рис. 30). Рассмотрим каждый из типов на конкретных региональных примерах.

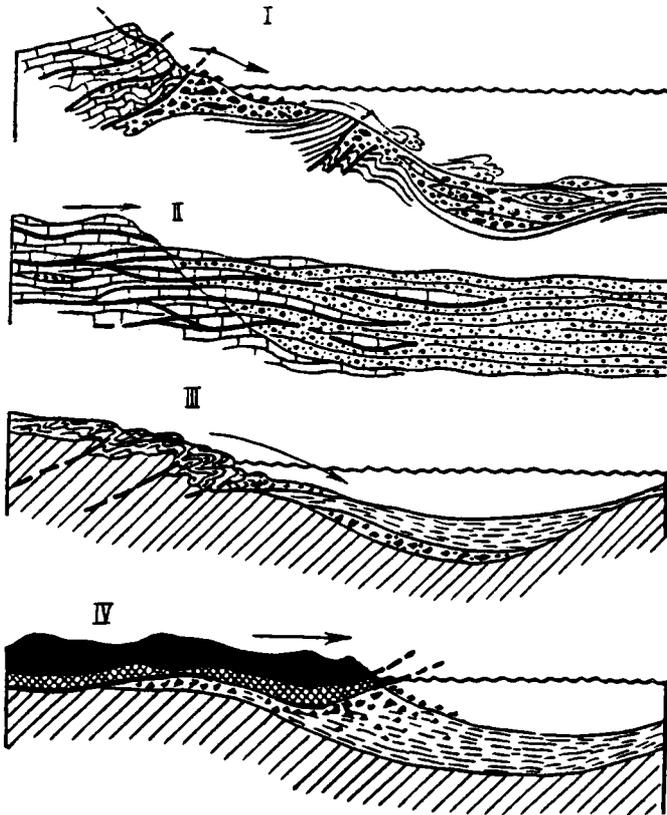


Рис. 30. Типы структурно-седиментационных ансамблей, связанных с формированием тектоно-гравитационных микститов (объяснения в тексте)

Наиболее показательным примером структурно-седиментационных ансамблей этого типа является система тектонических покровов Анталья, Лийкийских покровов и покровов, образованных внутренними кристаллическими массивами (Битлис), приуроченных к южному ограничению Альпийской складчатой области (Турция, острова Эгейского моря).

В пределах этих зон широко развиты тектоно-гравитационные микститы, которые занимают сходную позицию и имеют практически одинаковый облик. Геология этих районов изучалась многими исследователями [Bernoulli, Graciansky, Monod, 1974; Graciansky, 1967, 1968, 1973; Monod, Marcaoux, Poisson, Dumon, 1974; Radell, 1971], данные которых и будут использованы ниже.

В наиболее общем виде в упомянутых районах можно выделить три группы пород: автохтон, промежуточный комплекс и аллохтон (рис. 31). Автохтонные образования представлены карбонатными отложениями платформенного типа от сеномана до бурдигала включительно. Промежуточный комплекс сложен тремя сериями горных пород. Нижние части разреза представлены терригенно-карбонатными морскими отложениями от карбона до сеномана включительно. Выше расположены толщи флиша сенон-маастрихтского возраста, верхняя часть которого сложена хаотическим комплексом.

У изучавших эти отложения, в частности у П. Грацианского, этот комплекс описан под названием "дикий флиш". На основании характерных признаков этот комплекс автором [Леонов, 1981] отнесен к категории тектоно-гравитационных микститов. Последние представлены так называемой формацией Карабертлен. Это мощная толща, состоящая из мергельно-известковой или глинисто-песчаной основной массы, в которую погружены обломки, блоки и гигантские пластины диабазов, радиоляритов, известняков и песчаников. Глыбы расположены хаотично, не окатаны, сортировка грубообломочного материала, внутренняя стратификация и слоистость отсутствуют.

Вверх по разрезу отложения "дикого флиша" сменяются гигантской брекчией (мощностью до 300 м), сложенной серпентинитовой или "туфовой" основной массой, в которой беспорядочно расположены обломки и гигантские пластины радиоляритов, базальтов, долеритов, ультраосновных и метаморфических пород. Эта брекчия и подстилающие ее тектоно-гравитационные микститы интенсивно тектонизированы. Переход между этими двумя разностями хаотических комплексов постепенный, как пишет П. Грацианский, "прогрессивный". Он выражен в смене облика матрикса, который, будучи песчано-глинистым внизу, вверх по разрезу становится серпентинитовым. Но состав обломков в той и другой толщах идентичен.

Образования автохтона и промежуточного комплекса тектонически перекрыты так называемым покровом перидотитов, а в ряде мест и более нижним покровом диабазов. Породы, слагающие эти покровы, заключены в виде обломков и глыб в подстилающих брекчиях, а также в толще "дикого флиша".

Нижняя брекчия относится к категории тектоно-гравитационных микститов, т.е. образований, сформированных в результате тектонической дезинтеграции покровов. Об этом свидетельствуют пространственно-временная связь хаотических образований с тектоническими покровами и практическая одновременность их образования. Брекчии и перекрывающие их покровы залегают на фаунистически датированных отложениях сеномана-турона и запечатаны осадками маастрихтского возраста. В цементе брекчий собраны глоботрунканы. Подтверждают вывод о возникновении брекчий в результате дезинтеграции тектонических покровов и наличие глыб и блоков пород, слагающих покровы, которые перекрывают брекчии, а также переход к меланжу вверх по разрезу, поскольку верхняя брекчия, судя по описанию и мнению

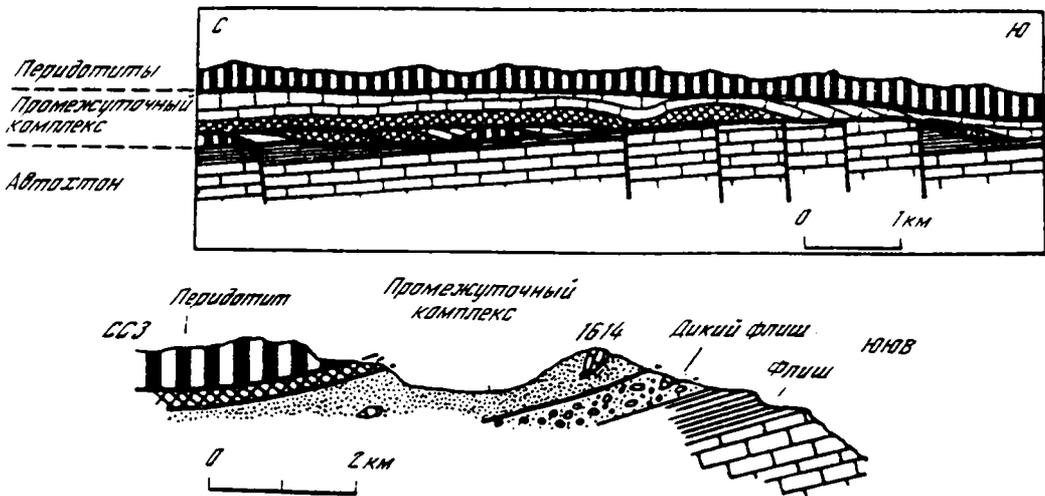


Рис. 31. Строение Ликийских покровов [Graciansky, 1973] (объяснения в тексте)

изучавших ее авторов, принадлежит именно к этой категории хаотических комплексов.

Таким образом, снизу вверх наблюдается определенная последовательность; флишевые отложения автохтона – тектоно-гравитационные микститы – меланж (тектонический микстит) – тектонические покровы диабазов и перидотитов – неоавтохтон. Но нужно отметить и еще две особенности строения и взаимоотношения меланжа и тектоно-гравитационных микститов, которые позволяют подметить интересную закономерность в их формировании.

Первая особенность – отсутствие четко выраженного тектонического контакта на границе меланжа и тектоно-гравитационных микститов. Вторая особенность заключается в том, что толщи тектоно-гравитационных микститов образуют как бы покровы, имеющие большое площадное распространение, причем ни по простирацию толщ, ни вкрест простираания не происходит сколько-нибудь существенной фациальной изменчивости – состав и размерность обломков везде примерно одинаковы.

Эти две особенности позволяют думать, как уже говорилось, о том, что формирование тектоно-гравитационных микститов непосредственно связано с тектонической дезинтеграцией покровов. В процессе этой дезинтеграции происходит разрушение подошвенной части покрова и формирование тектонического месаива – меланжа. В дальнейшем грубокластический материал перемещается на незначительное расстояние либо отлагается непосредственно перед фронтом покрова в виде грубокластических брекчий среди флишевых отложений. Наличие "прогрессивного" контакта между тектоно-гравитационным микститом и тектоническим микститом (меланжем) и выдержанный на огромных пространствах состав микститов свидетельствует о непрерывном надвижении (накатывании) покрова на продукты своего разрушения. По существу, контакт между меланжем и тектоно-гравитационным микститом тектонически, так как его возникновение связано с надвижением покрова, и породы более древние налегают на молодые. Но выражен этот контакт не в виде плоскости разрыва, а в виде зоны, в пределах которой глыбовые брекчии с матриксом из осадочных пород сменяются брекчиями с матриксом тектонического происхождения. Подобный процесс может идти только в условиях быстрого продвижения покрова, во всяком случае настолько быстрого, что оно не успевает компенсироваться разрушением его фронтальной части [Леонов, 1970, 1975, 1981]. Этот процесс облегчается тем,

что породы офиолитового комплекса, слагающего покровные пластины, легко меланжируются и образуют "переходный" слой от более или менее монолитного массива к толщам подстилающих глыбовых тектоно-гравитационных брекчий.

Таким образом формируется ликийский тип структурно-седиментационных ансамблей. Для него характерны следующие признаки: ассоциация с покровами, сложенными породами офиолитового комплекса, и тектоническим офиолитовым меланжем; залегание тектоно-гравитационных микститов на большой площади в виде плащеобразных покровов и отсутствие в них существенной фациальной изменчивости вкострости простираения зоны; наличие постепенного перехода от тектоно-гравитационных к тектоническим микститам (тектоническим брекчиям и меланжам); незначительные объемы гравитационных микститов. Структурно-седиментационные ансамбли этого типа возникают обычно на ранних и средних этапах развития покровно-складчатых зон и приурочены к областям развития коры океанического типа, выведенной в результате интенсивных тектонических перемещений в верхние горизонты земной коры. К этому типу могут быть отнесены кампан-маастрихтские ансамбли Ликийско-го Тавра, Омана, вероятно, Малого Кавказа, альб-сеноманские ансамбли Апусеней, Апеннин и некоторых других районов.

СТРУКТУРНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ АНСАМБЛИ КАВКАЗСКОГО ТИПА

Структурно-седиментационные ансамбли этого типа возникают, как правило, в пограничных районах между длительно развивающимися флишевыми прогибами и ограничивающими флишевые бассейны поднятиями (срединными массивами, микроконтинентами и пр.) при горизонтальных подвижках и тектонической дезинтеграции последних. К этому типу структурно-седиментационных ансамблей принадлежит верхнеэоценовые—раннеолигоценовые покровы и тектоно-гравитационные микститы Южного склона Большого Кавказа, Швейцарских Альп, палеозойские структурно-седиментационные ансамбли Урала, Тянь-Шаня и др. В предыдущих главах описаны структурно-седиментационные ансамбли Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской и Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня. Рассмотрим кратко тектонотипы соответствующих ансамблей в пределах Южного склона Большого Кавказа и Швейцарских Альп.

Южный склон Большого Кавказа

На территории Кавказского перешейка распространены толщи тектоно-гравитационных микститов, приуроченные к узкой полосе на границе флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (рис. 32, 33). Полоса выходов хаотических образований вытянута на расстояние более чем 200 км в общекавказском направлении при максимальной ширине 5–7 км. С севера она ограничена поверхностью надвига, по которому перекрыта отложениями мел-палеогенового флиша. На юге, в свою очередь, толщи пород, вмещающие тектоно-гравитационные микститы, надвинуты на молассовую зону Закавказского срединного массива. Глыбовые толщи заключены во флишевые отложения и приурочены к верхним горизонтам флишевого разреза.

Таким образом, современная структурная позиция зоны распространения глыбовых хаотических толщ верхнего эоцена определяется прежде всего ее положением на границе двух крупнейших геотектонических элементов Кавказской складчатой системы: флишевого синклиория Южного склона Большого Кавказа на севере и Грузинской глыбы на юге. Флишевая зона характеризуется сложными и напряжен-

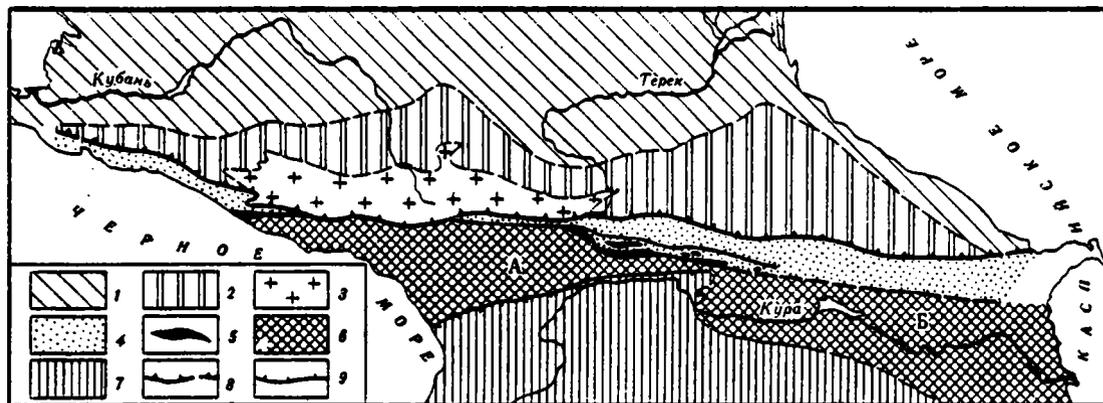


Рис. 32. Основные структурно-формационные зоны Кавказа

1 — эпигерцинская платформа и передовые прогибы; 2 — зоны Северного склона Большого Кавказа и поднятие Главного хребта; 3 — зона выходов кристаллического цоколя; 4 — флишевая зона Северо-Западного Кавказа и Южного склона Большого Кавказа; 5 — зона распространения верхнеэоценовых образований с телями и горизонтами тектоно-гравитационных и гравитационных микститов; 6 — Закавказская межгорная зона (глыбы: А — Грузинская, Б — Азербайджанская); 7 — Аджаро-Триалетская складчатая система и Малый Кавказ; 8 — Главный надвиг Большого Кавказа; 9 — прочие надвиги

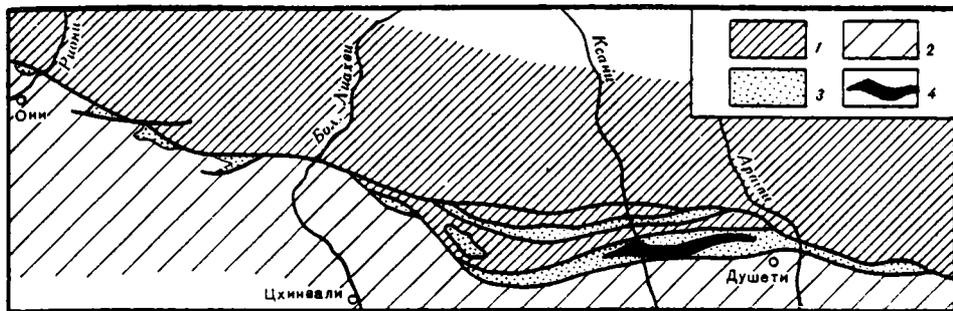


Рис. 33. Схема расположения выходов отложений верхнего эоцена (хаотический комплекс) в пределах Южного склона Большого Кавказа

1 — флиш (мел—палеоген); 2 — Грузинская глыба; 3 — выходы отложений верхнего эоцена; 4 — конседиментационный покров, сложенный породами фундамента Гагро-Джавской зоны (северная окраина Грузинской глыбы)

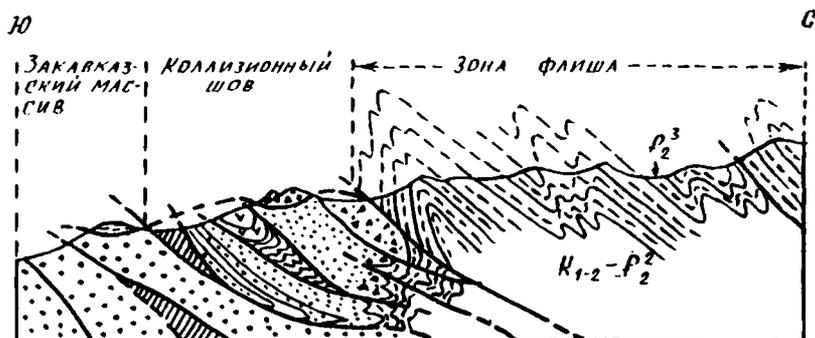


Рис. 34. Профиль через зону развития хаотических толщ Южного склона Большого Кавказа (объяснения в тексте)



Рис. 35. Схематический палеогеографический профиль через позднеэоценовый бассейн Большого Кавказа (объяснения в тексте)

ными структурными формами. Толщи пород флиша смяты в систему асимметричных, запрокинутых в южном направлении или почти лежащих сопряженных синклиналей и антиклиналей, южные крылья которых оборваны надвигами. Крупные структуры осложнены складками более высоких порядков, нередко дисгармоничных по отношению к первым. Зона флиша в целом представляет собой сложно построенный асимметричный синклинорий, с приближением к южному борту которого в ядрах синклинальных складок обнажаются все более молодые горизонты. Так, если у северного края наблюдаются выходы самых нижних частей флишевого разреза (верхняя юра), то при движении на юг появляются сначала отложения нижнего и верхнего мела, затем палеогена, вплоть до самых верхних горизонтов верхнего эоцена и нижнего олигоцена.

Одновозрастные флишевым верхнеюрские и более молодые (вплоть до палеогена-неогена) отложения зоны Грузинской глыбы дислоцированы гораздо слабее и залегают, как правило, субгоризонтально либо смяты в пологие складки, в основном приразломного типа. Напряженность дислокаций увеличивается на северной окраине Грузинской глыбы при приближении к надвиговой границе с зоной флиша.

Отложения верхнего эоцена формируют крупную запрокинутую к югу асимметричную синклиналь с сорванным и расчешуенным северным крылом (рис. 34). Тектоническая переработка отложений верхнего эоцена более интенсивная, чем в подстилающих и перекрывающих их образованиях, и выражена в наличии надвигов, тектонических чешуй, сложной складчатости, разлинзовании и дроблении пород. В генеральном плане область развития верхнеэоценовых тектоно-гравитационных микститов отвечает зоне сутурного шва, сформированного на месте границы приподнятого срединного массива и относительно опущенного флишевого бассейна.

Хаотический комплекс пород имеет гетерогенное строение: среди основной массы вмещающих отложений, состоящих из характерных для флиша тонкозернистых песчано-глинистых, реже карбонатных пород с градиционной слоистостью, расположены включения хаотически нагроможденного грубообломочного материала. Включения представлены линзами и горизонтами моногенных и полигенных глыбовых брекчий, конгломератобрекчий и конгломератов, состоящих из обломков пород более древних, чем вмещающий их матрикс. Эти же древние породы встречаются и в виде отдельных бескорневых беспорядочно расположенных обломков, глыб и пластин, а также гигантских (до 5 км и более) конседиментационных покровов. Брекчии характеризуются плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. Размер обломков и пластин варьирует от первых сантиметров до многих сотен метров и нескольких километров в длину. Мощность горизонтов глыбовых брекчий достигает 100–200 м, протяженность до многих десятков километров.

Описываемый комплекс отложений пространственно принадлежит зоне, в которой в течение длительного времени, начиная с поздней юры и до эоцена включительно, шло накопление флишевых осадков. С подстилающими флишевыми отложениями породы комплекса имеют стратиграфические взаимоотношения.

Как показывают наблюдаемые соотношения глыбовых брекчий с вмещающими отложениями и общая палеогеография бассейна (рис. 35), образование микститов связано с интенсивной дезинтеграцией области сноса, обрушением и оползанием грубого материала в условиях существования тектонического морфологически выраженного уступа. По своим морфологическим и генетическим признакам комплекс принадлежит к категории тектоно-гравитационных микститов [Леонов, 1981]. Наличие тектоно-гравитационных микститов (комплексов-показателей горизонтальных перемещений горных масс) означает [Леонов, 1981], что в позднем эоцене-раннем олигоцене Закавказский срединный массив испытывал горизонтальные перемещения. Внутренняя структура основания массива подтверждает этот вывод [Леонов,

1974], так же как и некоторые структурные особенности отложений флишевой зоны: конседиментационная складчатость, угловые несогласия на границах разновозрастных комплексов отложений, в том числе в основании микститового комплекса, которые вкрест простирания флишевой зоны быстро, на расстоянии 10–15 км от южного борта прогиба, затухают. Тем не менее никаких следов тектонического перекрытия глыбовых толщ и флишевых отложений в позднем эоцене не наблюдается (кроме наличия конседиментационных покровных пластин внутри толщи микститов).

Таким образом, исходя из структурных данных по строению массива и флишевых отложений и из наличия масс тектоно-гравитационных микститов, которые накапливались перед фронтом уступа за счет его тектонической дезинтеграции, но не были перекрыты тектоническими покровами, можно считать, что во фронтальной части Закавказского массива существовало равновесие между скоростью надвигания и скоростью разрушения фронта надвигающегося массива. И движение горных масс в пределах узкой зоны компенсировалось разрушением горных пород и их переотложением в виде гигантских скоплений глыбового материала во шлифовом прогибе. Естественно, что массив не представлял собой монолита, а был разделен на отдельные чешуи, раздроблен, брекчирован. При этом козырьковые части частных надвигов сползали вместе с массами грубообломочных пород во флишевый бассейн, где и были захоронены в виде конседиментационных покровов.

Швейцарские Альпы

Основные сведения о глыбовых хаотических комплексах и структуре этого района содержатся в работах немецких, швейцарских и французских геологов [Beck, 1911; Bentz, 1948; Geiger, 1956; Gigon, 1952; Heim, 1921; Kraus, 1932, 1951; Lugeon, 1916; Soder, 1949; Schardt, 1898a,b; Tercier, 1934, 1947; и др.], данные которых и будут использованы при описании. В связи с тем, что детальное описание глыбовых толщ Швейцарских Альп и анализ представлений об их строении, структурной позиции и генезисе приведены в более ранних публикациях автора [Леонов, 1975, 1981], здесь будет изложен уже обобщенный материал и будут рассмотрены лишь те аспекты, которые необходимы для данного исследования.

Глыбовые образования, названные Ф. Кауфманом диким флишем, приурочены к Ультрагельветским покровам (рис. 36) и протягиваются вдоль внешнего края Альпийского складчатого сооружения на расстояние более 200 км, от Женевского озера до Австрийских Альп, занимая промежуточное положение между зоной альпийских моласс и более южными тектоническими элементами Альп. Толщи дикого флиша находятся в аллохтонном залегании и перекрывают автохтонные образования мезозоя–палеогена и альпийской молассы. В свою очередь, они перекрыты Гельветскими покровами и покровом Клиппов, который входит в систему покровов Средних Предальп [Трюмпи, 1965; Furrer, 1949; и др.]. Ширина выходов комплекса то достигает десятков километров, то сокращается до нескольких сотен метров.

Наиболее отчетливо выявляются черты внутреннего строения этого комплекса отложений и его взаимоотношения с окружающими образованиями в зоне Хабкерна (рис. 37). Зона Хабкерна (а следовательно, и интересующие нас глыбовые толщи) на северо-западе ограничена пологим разрывом, по поверхности которого осадочные породы надвинуты на мезозойские и палеогеновые образования гельветского элемента Шраттенфлю–Пилатус. С юга зона Хабкерна ограничена надвинутой на нее аллохтонной массой покрова Друзберг–Вильдхорн, в строении которого принимают участие отложения от юры до верхнего эоцена включительно.

Внутренняя структура зоны характеризуется сложным чешуйчатым строением.

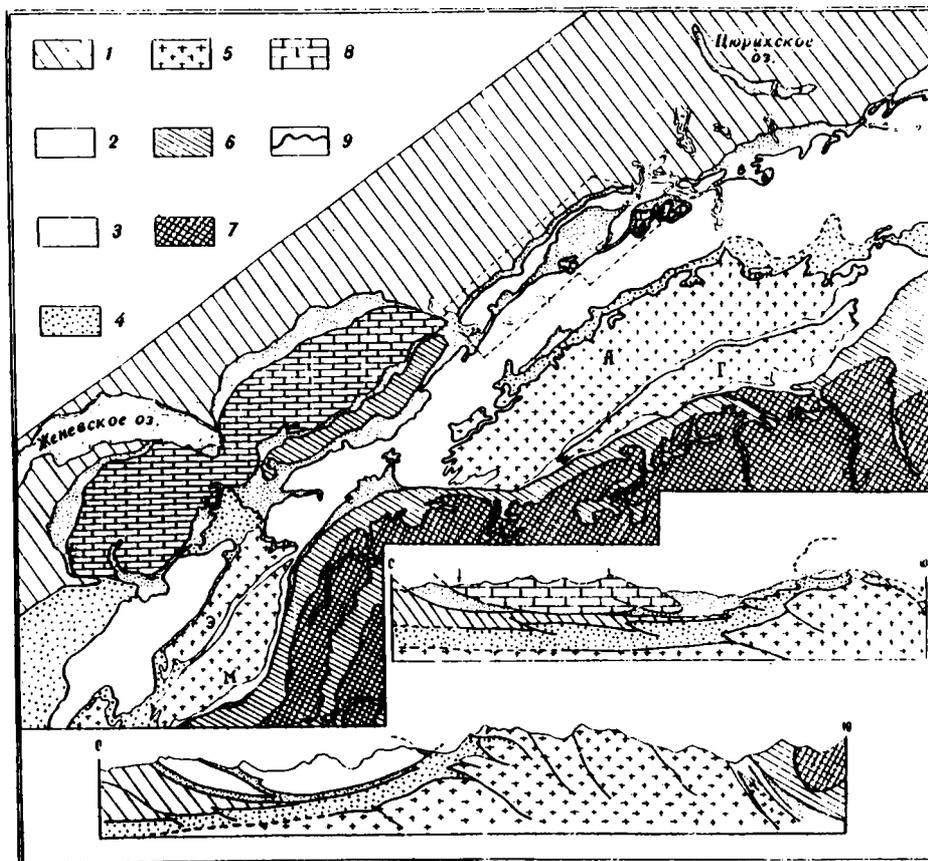


Рис. 36. Тектоническая схема северной части Швейцарских Альп [Carte geologique de la Suisse, 1951]

1 – молассовая зона; 2 – Ультрагельветские покровы, включающие хаотические комплексы; 3 – Гельветские покровы; 4 – автохтонный и параавтохтонный чехол герцинских массивов; 5 – кристаллические ядра герцинских массивов (А – Аарский, Г – Готтардский, Э – Эгюй-Руж, М – Мон-Блан); 6–7 – Пеннинские покровы: 6 – породы чехла, 7 – породы кристаллического основания; 8 – покровы Предальп; 9 – границы покровов

Помимо нескольких тектонических чешуй, в зоне развития дикого флиша выделяют-ся останцы покрова Клиппов и тектонический покров Шлирового флиша, который залегает на верхнеэоценовых отложениях и сложен породами верхнего мела–палеоцена.

Дикий флиш зоны Хабкерт представляет собой сложно построенный полифациальный комплекс пород, в котором выделены: флиш базальной чешуи; флиш с пакетом слоев Лаймерн; собственно дикий флиш и флиш основания Клиппов.

Все выделенные разновидности флиша, являющиеся, по существу, тектонически-ми чешуями, надвинутыми одна на другую в северном направлении, весьма сходны и различаются только преимущественным развитием какого-либо типа пород в обломках и положением в тектонической структуре зон. Большинство геологов, изучающих дикий флиш Швейцарских Альп, считают, что все эти отложения представляют собой части единого комплекса пород, образование которого происходило в одном седиментационном бассейне [Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; Bentz, 1948].

Дикий флиш зоны Хабкерт является гетерогенным образованием, в котором можно выделить основную массу и включения.

Основная масса состоит из сланцевых мергелей, темных, реже светлых, пятнистых и зеленоватых, местами превращенных в мергелистые сланцы. Мергели песчанистые, содержат многочисленные линзы и прослой алевролитов и разнозернистых песчаников, темных известняков с радиоляриями и глобигириновых сланцев.

Включения присутствуют в виде как отдельных обломков, глыб и блоков, так и компонентов полигенных брекчий и конгломератов, прослой, линзы и горизонты которых в изобилии встречаются в толще дикого флиша.

Глыбы и обломки представлены кристаллическими и осадочными породами. Среди кристаллических пород выделяются: граниты Хабкерн, светлые биотитовые граниты, зеленые щелочные граниты, гнейсы, кварцевые порфиры, хлоритовые и слюдястые сланцы и др. Наиболее многочисленны граниты Хабкерн. Разнообразны и осадочные породы. Это прежде всего обломки и глыбы пород слоев Лаймерн, известняки средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, триасовые доломиты, эоценовые известняки с нуммулитами, зеленые песчаники лютетского яруса, ойлкварциты и сланцы. Размеры обломков колеблются в широких пределах – от первых сантиметров до метров и многих десятков метров в поперечнике. Пакеты слоев Лаймерн часто достигают в длину многих сотен метров и могут быть выделены картографически. Один из гранитных блоков имеет объем 13 тыс. м³ [Трюмпи, 1965]. Окатанность обломков разнообразна, но неокатанные встречаются чаще. В пластах же конгломератов можно видеть прекрасно окатанные гальки.

Прослой и горизонты брекчий и конгломератов представлены разностями: моногенными, т.е. состоящими из обломков какой-либо одной породы (например, гранитные брекчии), или полигенными, сложенными обломками пород различного происхождения. Конгломераты имеют песчанистый цемент, брекчии – известковистый или известково-песчанистый. Сортировка обломков отсутствует; в брекчиях резко преобладают угловатые остроугольные обломки и встречаются тектонически переработанные, разлинзованные лоскуты мергелей, известняков и алевролитов. Иногда внутри пластов брекчий залегают блоки хорошо сцементированных, по-видимому, более древних, чем брекчии, конгломератов. Конгломераты находятся в подчиненном по сравнению с брекчиями положении.

Толщи дикого флиша интенсивно переработаны тектонически. Это выражено в наличии большого числа тектонических чешуй и зеркал скольжения, интенсивной складчатости, сильной рассланцованности основной массы. Прослой песчаников, алевролитов и известняков будинированы, растащены и разлинзованы, изогнуты и искривлены. Иногда степень тектонической переработки столь велика, что невозможно отличить раздробленные и тектонически окатанные обрывки пластов вмещающей флишевой массы от чуждых обломков и блоков, включенных во флиш. Толщи дикого флиша в настоящее время представляют собой тектоническую смесь и везде имеют с окружающими образованиями тектонические контакты.

Как уже говорилось, распространение толщ дикого флиша не ограничивается рамками зоны Хабкерн. В аналогичных фациях дикий флиш протягивается в составе Ультрагельветских покровов вдоль фронта Альп, занимая строгую позицию в пограничной полосе между образованиями альпийской молассы на севере и гельветскими покровами и покровом Срединных Предальп на юге (см. рис. 36). В распределении грубообломочного материала по простиранию толщ дикого флиша какой-либо закономерности не наблюдается. Вкрест простирания, напротив, изменение фациального состава видно достаточно четко. В южных частях происходит обогащение грубообломочным материалом, причем заметно и большее его разнообразие. При движении к северу объемы грубого материала все более уменьшаются, состав его становится более однообразным, и наконец, в самых северных фациях отложений верхнего эоцена грубый материал практически отсутствует.

Возраст толщ дикого флиша на основании сборов многочисленных остатков фораминифер и нуммулитов [Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; Bentz, 1948] определен как позднеэоценовый (тяготеющий к верхней части верхнего эоцена).

Как можно видеть из описания, дикий флиш Швейцарских Альп обладает полным набором признаков микститов: значительные объемы неокатанного грубокластического материала, наличие разнородных составляющих (матрикс и включения), хаотический облик (незакономерное расположение обломков и непостоянство соотношения объемов матрикса и включений), присутствие обломков разнородных горных пород (магматических, осадочных, метаморфических).

Однообразный мергелисто-глинистый состав отложений и присутствие прослоев известняков с радиолариями и пелагическими фораминиферами указывают на то, что вмещающие отложения формировались на довольно значительных глубинах в условиях открытого морского бассейна и в удалении от берега [Hsü, 1960], во всяком случае за пределами шельфа.

По поводу попадания в эти осадки грубообломочного материала существуют различные мнения, рассмотрение которых приведено в специальной работе [Леонов, 1975]. Большинство исследователей, учитывая особенности строения и состава основной массы и включений, а также их взаимоотношения, пришли к выводу, что подавляющая часть глыб и блоков является продуктами обрушения и оползания подводной или надводной части крутого уступа или кордильеры. Блоки, глыбы и пакеты различных пород после обрушения частично оставались на мелководье, перерабатывались, образуя толщи конгломератов и брекчий, частично сползли в глубь флишевого бассейна по илистому осадку и вновь перекрывались непрерывно осаждающимся илом [Lugeon, 1916; Soder, 1949; Cadisch, 1953; Жинью, 1952; Трюмпи, 1965]. Существование крутого уступа подтверждается огромным размером глыб, отсутствием сортировки материала и незначительным перемещением его в зоне мелководья, о чем свидетельствует плохая окатанность обломков или полное ее отсутствие.

Исследователи [Beck, 1911; Gigon, 1952; Kraus, 1932, 1951; Sujkowski, 1957], изучавшие дикий флиш Швейцарских Альп, связывали образование грубообломочного материала с разрушением фронтальных частей надвигающихся на флишевое море покровов. Это подтверждается перемещением флишевого бассейна с течением времени по направлению к внешней стороне Альп [Трюмпи, 1965], наличием в олистодромах большого количества глыб и обломков различных пород в фациях налегающего на дикий флиш покрова Клиппов [Beck, 1911; Geiger, 1956; Gigon, 1952; Schardt, 1898a,b]; перекрытием толщ дикого флиша покровами более древних отложений; последующей интенсивной тектонической переработкой, гораздо более сильной, чем в других флишевых единицах, а также совпадением времени образования толщ дикого флиша со временем значительных шарьяжных перемещений Ультрагельветской фазы [Трюмпи, 1965, 1976; Brückner, 1952].

Дикий флиш связан с Ультрагельветскими покровами. Осадки, формирующие эти покровы, отлагались в бассейне, который располагался к югу от герцинских массивов, в области, ныне перекрытой Пьенинскими покровами [Hsü, 1960]. В южной части этого бассейна существовал барьер, образованный надвигающимися с юга покровами, за счет разрушения которых и образовался дикий флиш. Исходя из состава обломков, будем считать, что основание этого покрова состояло из гранитов Хабкерна и различных метаморфических сланцев. Осадочный чехол (во всяком случае, лобовая часть уступа) был представлен главным образом породами типа "Couches rouges"¹ и в меньшей степени другими типами пород [Gigon, 1952].

¹Как считают альпийские геологи, толща типа "Couches rouges", образование которой шло в Бриансонской и Суббриансонской зонах, является фациальным аналогом слоев Лаймерн и образовалась с ними в одном бассейне; блоки слоев Лаймерн заключены в толще микститов.

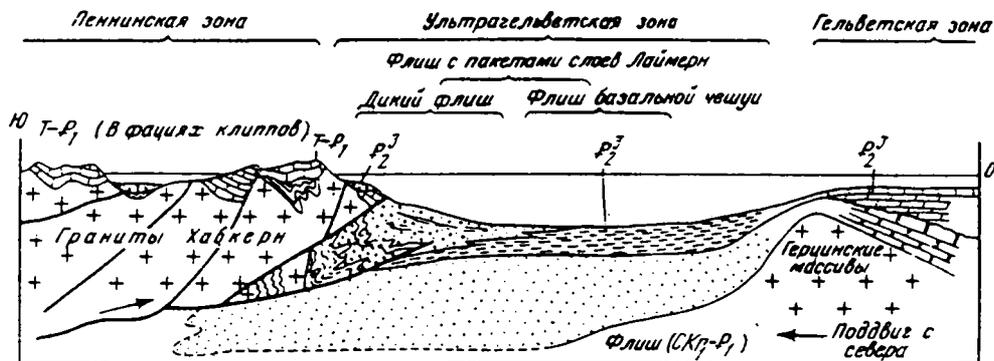


Рис. 38. Схематический палеогеографический профиль через позднеэоценовый бассейн Швейцарских Альп (использованы представления М. Жинью, Е. Крауса, К. Сю в интерпретации автора). Масштаб произвольный

Порог, сформированный пакетом тектонических покровов, развивался из Суббрианской и Бриансонской зон, которые представляли собой относительно приподнятый элемент на границе Ультрагельветской и Валисской зон на севере и эвгеосинклинали Пьемонтской зоны на юге. Это подтверждается наличием в диком флише отторженцев чехла Бриансонской и Суббриансонской зон (породы покровов Срединных Предальп, в том числе покрова Клиппов, образовались именно в этих зонах [Трюмпи, 1965]. Присутствие же в диком флише элементов Австро-Альпийских покровов [Бубнов, 1960; Bubnoff, 1921; Cadisch, 1953; Kraus, 1932] свидетельствует о том, что ко времени образования дикого флиша нижние Пеннинские и Нижнеюжноальпийские покровы значительно сдвинулись к северу и примыкали прямо к Ультрагельветскому бассейну [Cadisch, 1953]. Палеогеографический профиль через бассейн накопления флиша с олистостромами с учетом всего сказанного выше, а также представлений различных авторов изображен на рис. 38.

Итак, на территории Швейцарских Альп развит мощный комплекс микститов, которые, судя по имеющимся данным, можно с уверенностью отнести к категории тектоно-гравитационных, так как они обладают набором признаков именно этой категории. Наиболее существенные из них следующие: значительная протяженность и выдержанность строения и состава по простиранию; огромные объемы грубообломочного материала; наличие конседиментационных покровов; интенсивная тектоническая переработка комплекса; наличие брекчированных, раздробленных обломков; пространственная связь с более молодыми надвигами и покровами.

Тем не менее очевидно, что комплекс хаотических образований включает и гравитационные микститы, к которым можно отнести переотложенные шельфовые конгломераты и отдельные небольшие тела, сложенные перемятыми, разорванными и изогнутыми обрывками пластов верхнеэоценового флиша.

Комплекс тектоно-гравитационных и гравитационных микститов Швейцарских Альп образует наиболее верхние горизонты флишевого комплекса Ультрагельветской зоны. Флишевая седиментация в постэоценовое время сохраняется только в самой внешней автохтонной зоне Альп, и то лишь до конца олигоцена [Трюмпи, 1965]. Практически одновременно с образованием микститовых толщ и сразу же вслед за ним происходят надвиговые движения ультрагельветской фазы (поздний приабон), во время которой покровы перемещаются с юга до среднего гельветикума, и флишевая седиментация в Ультрагельветской зоне прекращается. С олигоцена начинается качественно новый этап — молассовый, который характеризуется совершенно иным

типом осадконакопления и стилем тектонических движений [Жинью, 1952; Трюмпи, 1965].

Таковы два характерных примера формирования структурно-седиментационных ансамблей кавказского типа. Ему свойственно наличие флишевых отложений в роли матрикса тектоно-гравитационных микститов, присутствие в микстите обломков пород двух разновидностей: фундамента (гранитоидов, метаморфических сланцев) и осадочного чехла платформенного типа (главным образом известняков); присутствие значительных масс гравитационных микститов; изменение фациального состава вкост простирапия бассейна, выраженное в уменьшении объемов и размеров грубо-обломочного материала, и постепенное выклинивание грубых разностей пород.

Совокупность перечисленных признаков показывает, что структурно-седиментационные ансамбли данного типа возникают на месте зон сочленения длительно развивающихся флишевых бассейнов и ограничивающих их внутрибассейновых поднятий. Обязательное условие образования таких ансамблей – вовлечение этих поднятий (массивов) в общий процесс горизонтального сгущивания, охватывающего значительные территории будущей покровно-складчатой области. При этом движение массива, хотя и сопровождается его интенсивным брекчированием, дроблением, расчешуиванием, все же происходит "en bloc" – массив в целом не теряет внутренней связности. Выявленные закономерности свидетельствуют, что горизонтальные перемещения массивов обусловлены не региональными, а общими для всей складчатой области причинами. При этом, как показывает анализ структурных соотношений и характер состава и строения тектоно-гравитационных микститов, продвижение массива в целом компенсировалось разрушением его фронтальной части, в связи с чем не происходило образования структурно выраженных тектонических покровов на границе "массив – флишевый бассейн". Наблюдаемые в современной структуре надвиги и покровы – результат последующей тектонической эволюции региона.

Структурно-седиментационные ансамбли кавказского типа наиболее распространены в Альпийской складчатой области, но известны и в других складчатых системах (Урал, Тянь-Шань и др.) и связаны главным образом с флишевым этапом развития складчато-покровных поясов.

СТРУКТУРНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ АНСАМБЛИ ГАРЦСКОГО ТИПА

Знаниями по геологии Гарца мы обязаны исследованиям многих геологов, и прежде всего М. Рейхштейна [Reichstein, 1965, 1967, 1970], Г. Лютценца [Lutzens, 1959, 1973], В. Швана [Schwan, 1974], М. Шваба [Lutzens, Schwab, 1972; Schwab, 1976]. Гарц относится к среднеевропейскому среднегорью. Отложения Гарца были сформированы в северной, внешней части варисцийского орогена, которая носит название Реногерцинской зоны. С юга Реногерцинская зона ограничена Среднегерманским кристаллическим порогом, с севера – Субварисцийской зоной (рис. 39).

Интересующие нас структурно-седиментационные ансамбли сформированы в восточной части южного борта Рейнского прогиба, принадежающего экстернидам варисцийского орогена. В этой области широко распространены глыбовые хаотические образования (микститы), и их толщи, имея мощность до 1200 м, занимают площадь во многие десятки и сотни квадратных километров. Среди хаотических образований этого района выявлены отдельные их типы, различающиеся строением и составом обломков, характером матрикса и другими признаками. Среди них выделен так называемый олистостром Гарцгероде, который занимает большую часть территории Нижнего Гарца. Мощность его, по данным буровых скважин, достигает местами 1200 м, а площадь распространения как минимум 400–500 км, т.е. этот олистостром представляет собой гигантское геологическое тело (рис. 40).

Олистостром Гарцгероде залегает на автохтонных геосинклинальных отложениях,

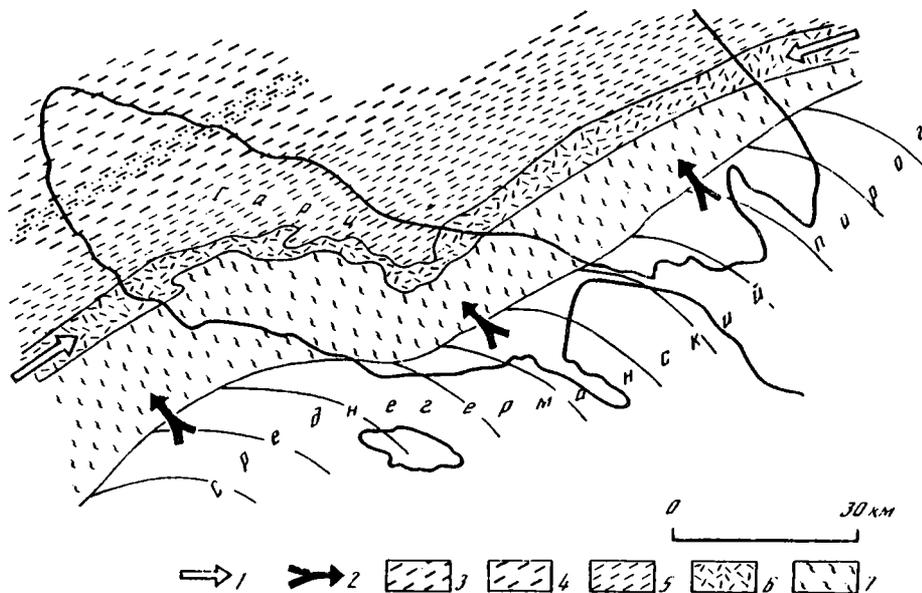


Рис. 39. Палеогеографическая схема для среднего диванта Гарца [Шваб, 1977]

1 — направление переноса таннской граувакки; 2 — направление перемещения олистострома Гарцгероде; 3 — пелагический флиш; 4 — песчаные прослои в пелагическом флише; 5 — кульмские глинистые сланцы; 6 — песчаный флиш (таннская граувакка); 7 — хаотический комплекс

представленных разнообразными типами пород. Нормальный контакт олистострома с подстилающими образованиями наблюдается на юго-востоке района, где олистостром подстилается мощными толщами интенсивно дислоцированных сланцев и кварцитов силурийско-девонского возраста зон Випра; на северо-западе района олистостром подстилается песчано-глинистыми сланцами с прослоями кварцитов и песчаников эйфельского яруса, а также карбонатными и сланцевыми отложениями живетского яруса среднего и верхнего девона. Вскрыта подошва олистостромовой толщи также и скважинами; данные бурения показывают, что олистостром залегает на дислоцированных автохтонных граувакковых отложениях позднего девона — раннего карбона. Перекрыт олистостром тектоническими покровами, сложенными породами девона.

Возраст олистострома Гарцгероде определяется на основании его залегания на фаунистически датированных отложениях раннего карбона, а также на основании возраста пород, представленных в олистолитах. Поскольку наиболее молдыми отложениями в олистолитах являются известняки нижнего карбона, заключающий их олистостром мог возникнуть только после образования этих известняков. Наиболее древними отложениями, стратиграфически перекрывающими олистостром, являются молассовые толщи пермского возраста. Таким образом, возраст олистострома может быть установлен только в интервале ранний — поздний карбон; достоверные данные, позволяющие датировать образование более точно, отсутствуют.

Олистостром Гарцгероде представляет собой сложно построенное геологическое тело, в составе которого могут быть выделены основная масса (матрикс) и включения.

Основная масса сложена пелитовым материалом темно-серого до черного цвета с алевроитовой и песчанистой примесью. Песчанистый и алевроитовый материал распределен в основной массе не равномерно, а в виде маленьких вытянутых линзочек

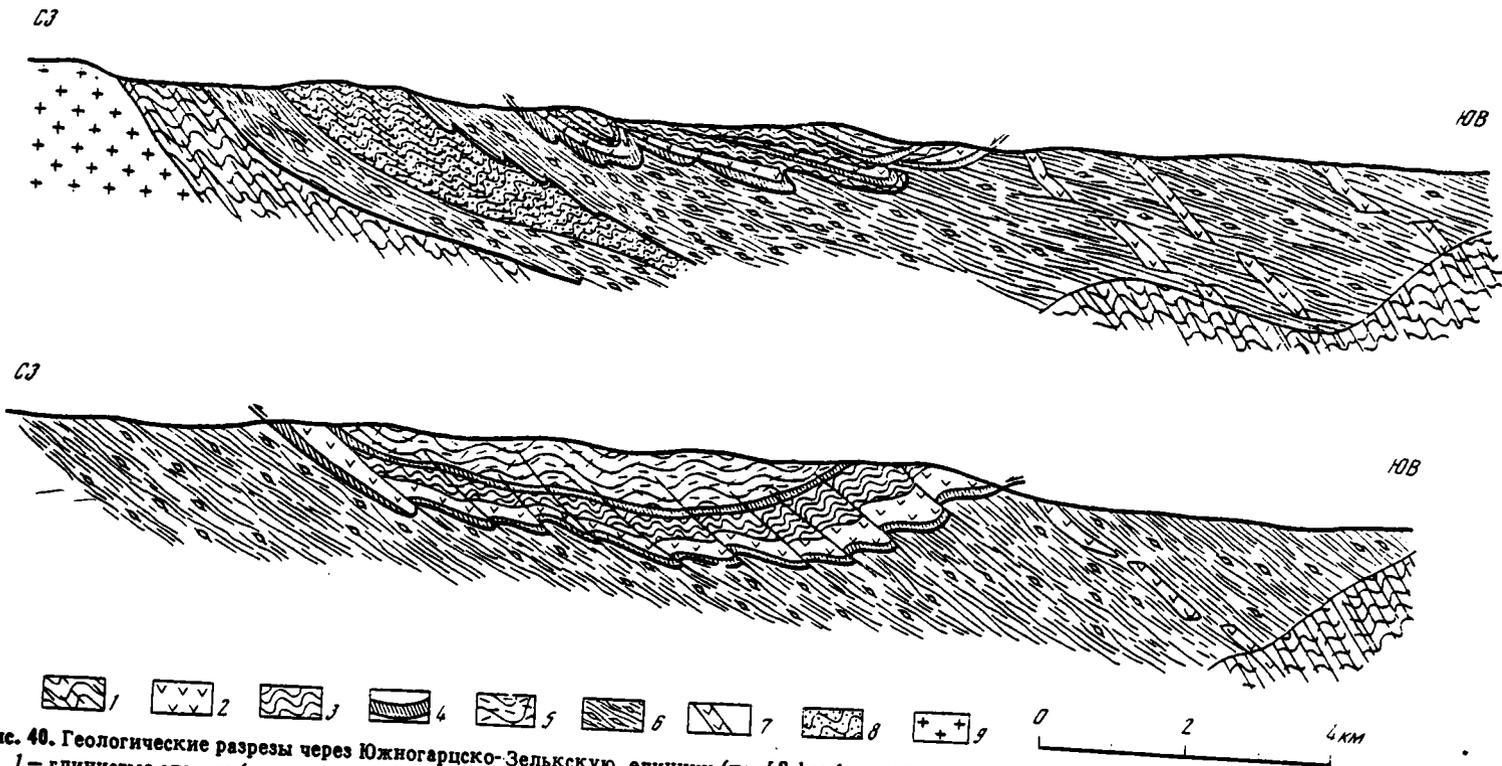


Рис. 40. Геологические разрезы через Южногарцско-Зельскую единицу (по: [Schwab, 1976])
 1 – глинистые сланцы (средний–верхний девон) Бланкенбургской единицы; 2–5 – породы Южногарцско-Зельской единицы (франский-фаменский ярусы); 2 – диабазы и диабазовые туфы; 3 – глинистые сланцы; 4 – кремнистые сланцы, 5 – южногарцско-зельская граувакка; 6 – олистостром Гарцгероде; 7 – диабазы; 8 – таннская граувакка; 9 – граниты

(шлиров); вся масса приобретает от этого шлировый облик. Одной из характернейших особенностей матрикса олистостромовой толщи является ее "бесструктурность". В матриксе отсутствуют какие бы то ни было признаки первичных седиментационных структур: слоистости, гранулометрической отсортированности частиц и пр.

Отсутствуют в матриксе и признаки складчатых структур, хотя он тектонизирован достаточно сильно. Основная масса рассланцована и состоит как бы из отдельных линзовидных тел, поверхности которых покрыты многочисленными зеркалами скольжения. Линзочки эти имеют скорлуповатое строение, обусловленное наличием бесчисленных плоскостей рассланцевания. Единственными структурами, свойственными основной массе олистострома, таким образом, являются пологая сланцеватость и параллельная сланцеватости шлировая структура. По внешнему виду основная масса Гарцгеродского олистострома сходна со знаменитыми чешуйчатыми глинами Северных Апеннин.

Интересно отметить, что в матриксе не найдено остатков фауны, которая была бы моложе, чем фауна, собранная в олистолитах. В мелких, иногда почти микроскопических включениях, а также в шлировых скоплениях песчано-алевритовой размерности имеются те же формы, что и в крупных олистолитах.

Включения представлены обломками, глыбами, блоками и гигантскими пластинами пород различного возраста, которые заключены среди пелитовой основной массы. Размер обломков и глыб колеблется в очень широких пределах – от миллиметров до десятков и сотен метров в поперечнике. Так, например, известны линзы известняков диаметром в несколько сот метров и мощностью до 80 м. В восточной части района развития олистострома в основной массе заключены пластины кремнистых и глинистых сланцев силурийского возраста, которые занимают площадь в несколько десятков квадратных километров.

Форма обломков также весьма разнообразна. Известняковые блоки и глыбы обладают более или менее округлой или эллипсоидальной формой, крупные массивы горных пород, сложенные сланцевыми разностями, имеют резко уплощенную пластинобразную форму. Но в большинстве случаев олистолиты представляют собой "факонды", как называют здесь тектонически разлинзованные обломки.

Обломки, глыбы и пластины расположены в основной массе без всякой видимой закономерности. Они образуют то скопления глыбового материала, то отдельные изолированные блоки, "плавающие" в основной массе. Мелкие блоки и крупные глыбы часто бывают раздроблены, поверхности их покрыты зеркалами скольжения. Крупные пластины разбиты на отдельные чешуи, надвинутые одна на другую. Иногда при кажущемся единстве разреза в пластине наблюдается незакономерное смешение пород разного возраста, при этом более древние горизонты разреза могут оказаться гипсометрически выше молодых или вклинены в них. В частности, на основании изучения граптолитовой фауны такое смешение различных по возрасту отложений установлено в гигантских пластинах силурийских пород.

Состав обломков. Олистолиты (от мелких обломков до гигантских пластин) представлены породами различного литолого-петрографического состава и возраста. Наиболее древними породами в олистолитах являются темные граптолитовые сланцы и граптолитовые сланцы с прослоями глинистых известняков лландоверийско-лудловского возраста. Фациальный состав пород девона более разнообразен. Среди отторженцев девонских пород установлены сланцы с кремнистыми конкрециями и известковистые граувакки зигенского яруса, желваковые и стилиолиновые известняки нижнего эмса, граувакковые отложения верхнего эмса, стилиолиновые, цефалоподовые и желваковые известняки верхнего девона и пестрые глинистые сланцы фаменского яруса верхнего девона. Карбон представлен известняками и граувакками турнейского яруса. Кроме осадочных пород, в виде олистолитов присутствуют многочисленные обломки и блоки диабазов.

Происхождение олистострома Гарцгероде. Здесь не будут затрагиваться сложные и во многом еще не до конца решенные проблемы общей палеогеографии бассейна, в котором образовался олистостром Гарцгероде, а также строения и истории развития всей Реногерцинской области. Рассмотрим лишь достоверный материал, который может дать непосредственную информацию о происхождении олистострома.

Строение олистострома (состав основной массы, отсутствие в ней слоистости и стратификации, хаотическое нагромождение обломков и гигантских пластин, шпировые структуры) и его взаимоотношения с подстилающими отложениями показывают, что основная масса олистострома не могла образоваться, как осадочная порода, в том же бассейне, где отлагались вмещающие олистостром толщи осадков. Это подтверждается и тем, что в породах, которые непосредственно подстилают олистостром, и в Танна-граувакке, которая либо является фациальным аналогом хаотических образований, либо моложе их, прекрасно видны (несмотря на интенсивные деформации пород) первичные стратификация и седиментационная слоистость.

Породы, слагающие олистолиты, также фациально отличаются от осадков бассейна, где отложился олистостром, т.е. и они должны были формироваться первично вне этого бассейна. Учитывая же, что состав главной массы включений и состав матрикса идентичны либо очень близки, а также то, что и в матриксе и в обломках содержится одинаковый набор остатков ископаемой фауны, можно уверенно сказать, что и матрикс и включения сформированы в основном за счет дезинтеграции единой толщи отложений. Гигантские объемы (сотни кубических километров) олистострома наводят на мысль, что переработке подверглись отложения обширного седиментационного бассейна, где, судя по набору пород в олистолитах, в течение длительного времени происходило накопление глинисто-карбонатных и глинисто-песчаных осадков.

Как показывают структурные и седиментологические исследования, отложения, которые представлены в олистостроме, образовались в пределах Среднегерманского порога, но незначительная часть грубообломочного материала (герцинские известняки, диабазы) образовалась, вероятно, на южной окраине Рейнского трога в пределах Нижнегарцского поднятия. Однако не исключена их связь и с северной окраиной Среднегерманского порога. Во всяком случае, бассейн накопления осадков, слагающих олистостром, был территориально разобщен с бассейном, где этот олистостром сейчас находится, так как к югу от области нахождения олистострома расположена зона Випра со своим набором пород, отличных от тех, которые представлены в олистостроме, и она не могла служить источником материала для олистостромов. Следовательно, массы горных пород, которые формируют в настоящее время олистостромовую толщу, должны были быть тектонически перемещены с юга на север через зону Випра на расстояние по крайней мере в несколько десятков километров, что и признается сейчас большинством специалистов по геологии Гарца.

Этот вывод подтверждается и тем, что по существу олистостром Гарцгероде залегает на подстилающих отложениях тектонически, так как все породы олистострома (и матрикс и включения) древнее нижележащих толщ. Кроме того, сам олистостром перекрыт также тектоническими покровами Южногарцско-Зелькской единицы.

Породы Южногарцско-Зелькского тектонического покрова не обнаруживают фациальных связей с породами олистострома, но зато сопоставимы с отложениями Випрской единицы.

По мнению исследователей [Lutzens, 1973; Reichstein, 1965, 1967, 1970; Schwab, 1976; Schwan, 1947], образование олистостромами Гарцгероде связано с возникновением серии грязевых потоков, которые переносят материал, поступающий в Рейнский трог тектонических покровов, а также с частичным оползанием фронтальных частей этих покровов, образующих гигантские пластины, заключенные в основную массу. Более того, немецкие геологи считают, что формирование олистострома сопровождается

мутьевыми потоками и олистостром Гарцгероде представляет собой результат многоактного поступления обломочного материала в виде грязевых потоков.

Выводы о происхождении олистостромов Гарца базируются на изучении всей их совокупности, и не делается различия в происхождении каждого из олистостромов. Поэтому, хотя в целом они верны, строение олистострома Гарцгероде во многом противоречит такой обобщающей трактовке. Ведь если олистостромовая толща представляет собой серию отдельных тел, каждое из которых сформировано грязевым потоком, то эти тела должны были бы иметь достаточно четкие границы и в ряде случаев переслаиваться нормально-осадочными пелагическими или турбидитовыми отложениями с ясно выраженной слоистостью и стратификацией. Именно такие взаимоотношения отмечаются в большинстве олистостромовых толщ, но именно они и отсутствуют в олистостроме Гарцгероде. Нигде не наблюдается ни границ между отдельными оползневыми телами, ни тем более пропластков, прослоев или пачек нормально-осадочных отложений, переслаивающихся с хаотическими комплексами. Напротив, олистостром представляет собой хотя и очень сложно построенное, но единое тело, не расслоенное осадками того же бассейна, в котором оно отложилось, или турбидитовыми образованиями, возникающими параллельно с формированием грубокластических брекчий олистострома. Это свидетельствует о том, что олистостром Гарцгероде сформирован за счет одноактного поступления гигантских масс материала в бассейн седиментации.

Таким образом, учитывая всю совокупность данных по строению олистострома Гарцгероде и его взаимоотношения с окружающими образованиями, можно восстановить картину возникновения этой разновидности хаотических комплексов.

В каменноугольное время в пределах Рейнского трога происходило накопление флишевых отложений, область формирования которых под влиянием миграции фронта тектонических движений перемещалась с течением времени с севера на юг [Лутценс и др., 1973; Paech et al., 1978]. В период пароксизма тектонических движений в результате действия сил тангенциального сжатия и, вероятно, асимметричного поднятия Среднегерманского порога, на границе жестких пород фундамента и пластичных силурийско-девонских отложений чехла произошел срыв, и породы чехла в виде гравитационных покровов начали перемещаться к северу через зону Випра и Нижнегарцское поднятие в сторону Рейнского флишевого трога.

В процессе этого перемещения, по-видимому, было нарушено единство осадочных толщ; движение пластичных пород сопровождалось образованием серии тектонических чешуй, смещением отдельных составляющих первоначально единого разреза, расщеплением, скупиванием и частичной потерей связности. Следы этих деформаций не обнаружены, так как они затушеваны последующей переработкой пород. Однако косвенные данные делают наличие такой "первичной" тектонической деформации весьма вероятной. Можно наблюдать нарушения такого типа в породах, которые слагают тектонические покровы, перекрывающие олистостром и надвинутые на него, в результате гравитационного соскальзывания, непосредственно сразу же за формированием хаотических комплексов Гарцгероде [Шваб, 1977]. Строение разреза и состав пород покрова близки к таковым олистострома. И реологические свойства пород, учитывая практически тождественные условия образования покровов (и тех, за счет которых сформирован олистостром, и тех, которые его перекрывают), в обоих случаях должны быть близки, а следовательно, мы вправе ожидать и в том и в другом случае сходных деформаций. Кроме того, во многих районах мира развиты гравитационные покровы, сложенные пластичными толщами, и в них наблюдаются сходные деформации горных пород. И наконец, трудно ожидать практически полной дезинтеграции таких огромных масс первоначально связанных пород в результате только оползневых процессов. Изучение олистостромовых тел показывает, что полной дезинтеграции в результате процессов оползания достигают либо еще не

полностью литифицированные породы, либо предварительно раздробленные тектонически. В данном случае породы к моменту деформации были уже полностью литифицированы, следовательно, необходимо допустить, что к раздроблению (хотя бы частичному) привели силы тектонические.

Покровы, сложенные уже деформированными породами, достигнув южного борта Рейнского прогиба, начинают перемещаться во флишевый бассейн, но теперь под действием чисто гравитационных сил. Поскольку оползание идет уже заведомо в водной среде, из-за высокой тиксотропии слагающих пород и продолжающегося механического дробления и дезинтеграции образуются грязевые потоки и даже суспензии [Richter, 1973]. Вследствие увеличения уклона морского дна на склоне бассейна увеличивается и скорость перемещения масс горных пород. Все эти процессы (оползание, образование дисперсий, механическое дробление) приводят к практически полной потере связности в рыхлых породах и к возникновению блоков, обломков и глыб – в более плотных. Тем не менее имеются и значительные объемы пород, сохранивших свою связность. Они находятся среди дезинтегрированной основной массы в виде гигантских пластин и блоков. В процессе движения тектонические покровы, вероятно, эродировали породы Нижнегарцского поднятия (герцинские известняки, диабазы), которые в результате захвата оказались включенными в состав олистострома.

Итак, в формировании хаотической брекчии Гарцгеродского олистострома принимают участие тектонические и оползневые процессы. Они обуславливают и образование кластического материала (всех размерностей) и его перемещение в пространстве. Совокупность этих процессов приводит к дезинтеграции пород, выделению основной массы и включений, перемешиванию составных частей. Эти процессы проявлялись практически одновременно, во всяком случае были взаимосвязаны и взаимообусловлены. Они были слиты воедино, а не действовали раздельно, как это было характерно для ранее рассмотренных типов хаотических образований, в которых тектонические процессы приводили к формированию обломочного материала, а оползневые осуществляли его перенос лишь с частичным дооформлением хаотической структуры. Такое слияние тектонических и оползневых процессов привело к возникновению некоторых морфологических черт, обычно не свойственных олистостромам.

Олистостром Гарцгероде залегает на подстилающих отложениях как тектонический покров (см. рис. 40), так как все породы олистострома (и матрикс и включения) древнее перекрываемых образований. Более того, олистостром представляет собой хотя и очень сложно построенное тело, но сформирован он за счет переработки единой толщи пород, которая до дезинтеграции слагала тело достаточно монолитного тектонического покрова.

Олистостром имеет черты, характерные для меланжей: матрикс и включения представляют собой перемешанные части первоначально единого разреза; образование этих составляющих произошло в значительной степени за счет тектонического расчешуивания, скупивания, будинирования и брекчирования.

И наконец, олистостром имеет олистостромовые черты, т.е. оползневого тела.

Все эти черты позволяют отнести "олистостром" Гарцгероде одновременно и к категории тектонических покровов, и к категории меланжей с осадочным матриксом, и к олистостромам (оползневым телам). Именно поэтому Гарцгеродский хаотический комплекс является вещественным выражением единства и взаимосвязи тектонических и оползневых процессов. По-видимому, применение к этой категории хаотических комплексов термина "олистостром" во многом неоправданно – скорее, их следовало бы называть "тектостромы", но тем не менее ни то, ни другое название не будет верным. В этом типе хаотических комплексов отражена неразрывность тектонических и оползневых процессов, и в них, по существу, нет возможности различить факторы, ответственные за формирование кластики и за ее перемещение.

Гарцский тип структурно-седиментационных ансамблей формируется на флишевой и молассовой стадиях развития покровно-складчатых систем. Обязательным условием их образования нужно считать, кроме определенного типа тектонических движений, участие в формировании покровов значительных масс пластичных песчано-глинистых или глинисто-карбонатных пород. К гарцскому типу можно отнести структурно-седиментационные ансамбли Сицилии, систему покровов и "чешуйчатых глин" Апеннин, внутримiocеновые "покровы" Предрифа, описанные выше.

СТРУКТУРНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ АНСАМБЛИ ДАРВАЗСКОГО ТИПА

В чистом виде структурно-седиментационные ансамбли этого типа описаны на Памире [Лукиянов, Лёнов, Щерба, 1975; Щерба, 1975] и в Крыму [Щерба, 1978].

В пределах Северного Памира (Дарвазский хребет), непосредственно вблизи контакта и на контакте неогеновых моласс с массивом палеозойских известняков, распространены грубослоистые, несортированные брекчии, которые либо прислонены к палеозойским известнякам, либо несогласно их перекрывают (рис. 41). Палеозойские породы образуют крутой уступ, который состоит из нескольких полого лежащих надвиговых чешуй, разделенных тектоническими брекчиями. Зона интенсивного брекчирования занимает почти половину объема пород. Брекчирование проявляется в двух видах: в виде секущих породу кальцитовых жил, которые обтекают несмещенные обломки единого массива, и в форме известняковых брекчий, в которых обломки смещены и повернуты одни относительно других.

Брекчированные известняки и известняковые брекчии на границах пластин переходят друг в друга, что свидетельствует о тектонической природе брекчирования. Здесь же видны и постепенные переходы тектонических брекчий, разделяющих чешуи палеозойского основания, в несортированные осадочные брекчии. Надвиговые чешуи, начинаясь в теле пород палеозоя, так же, как и брекчии, непосредственно переходят внутрь грубообломочной толщи неогена, залегающей здесь уже в виде гигантских пластин, площадь которых достигает десятков квадратных километров. Непосредственные переходы тектонических брекчий в осадочные, а тектонических пластин — в конседиментационные покровы однозначно свидетельствуют о тектоническом происхождении микститов в данном районе. В последующем грубокластический материал перемещался вниз по склону, но на весьма незначительное (первые километры) расстояние под действием силы тяжести.

Возникновение тектоно-гравитационных микститов в этом районе связано с горизонтальным расслоением (расчешуиванием) тектонического уступа, отделяющего область восходящих движений от бассейна осадконакопления, расположенного перед фронтом уступа. Уступ может быть обусловлен и вертикальным разломом и надвигом, однако в процессе формирования структурно-седиментационных ансамблей подобного типа обязательными условиями являются: наличие, с одной стороны, вертикальной составляющей движения, с другой — возникновение субгоризонтальной тектонической расслоенности фронтальной части уступа. Формирование грубокластического материала происходит за счет тектонического дробления и выдавливания брекчий и тектонических пластин из внутренних частей материнского массива. Для структурно-седиментационных ансамблей этого типа также характерны: присутствие обломков почти исключительно карбонатных пород; наличие гигантских по площади (десятки квадратных километров), но сравнительно маломощных пластин; наличие тонких горизонтов брекчий в основании пластин; незначительные объемы грубокластического материала в сравнении с объемом пластин и расслаивающих их вмещающих молассовых отложений; слабое распространение или почти полное отсутствие гравитационных микститов.

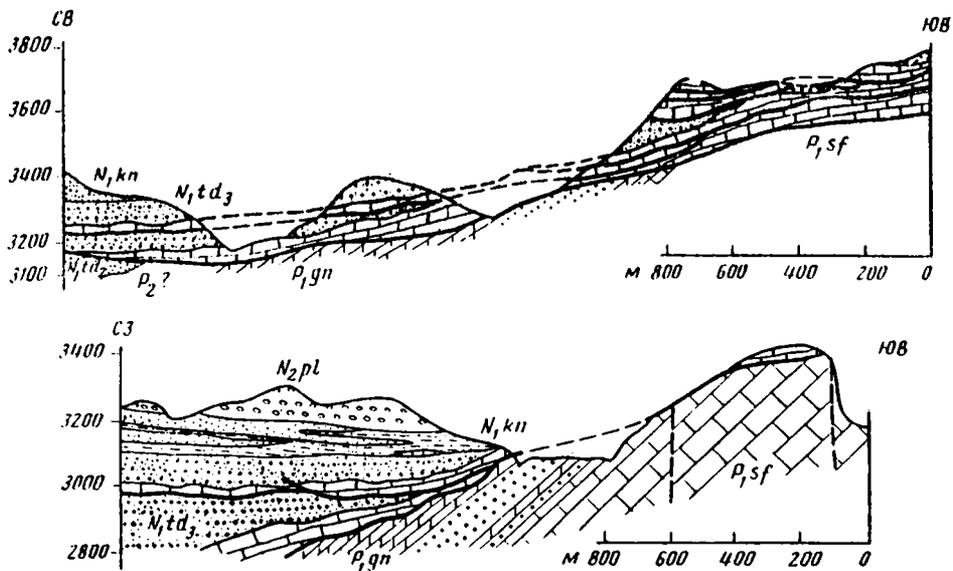


Рис. 41. Структурно-седиментационный ансамбль Дарвазского хребта (по: [Щерба, 1975]). Пласты пермских известняков и пласты хаотических известняковых брекчий, выжатые из "материнского" массива и залегающие внутри молассовых отложений неогена

Тектоно-гравитационные микститы и ассоциирующие с ними структурные формы подобного типа в чистом виде обычно приурочены к краевым зонам молассовых прогибов, выполненных главным образом грубообломочными отложениями. К этому типу можно отнести структурно-седиментационные ансамбли Крыма (массандровская свита и структура Яйлы), Карпат (конгломераты Бучеджи), возможно Французских Альп (зона надвига Линь-Барле).

Итак, мы рассмотрели четыре типа структурно-седиментационных ансамблей, существенную роль в которых играют комплексы тектоно-гравитационных микститов и тектонические структуры типа надвигов, покровов, чешуй. Можно видеть, что несмотря на то, что кластический материал тектоно-гравитационных микститов формируется за счет единого процесса тектонического дробления пород при горизонтальных подвижках горных масс, тектоническая дезинтеграция происходит различно, в зависимости от конкретных условий проявления горизонтальных движений. В одних случаях идет тектоническое расчешуивание и брекчирование пород крупных массивов с гранитно-метаморфическим основанием и осадочным чехлом платформенного типа (кавказский тип), в других происходит перемещение осадочных пород из одного бассейна в другой, сопровождающееся дезинтеграцией и перемешиванием составных частей некогда единого разреза (гарцкий тип) и т.д. При этом каждому из выделенных типов тектоно-гравитационных микститов соответствует и набор определенных структурных форм, по которым можно не только выделить соответствующие типы структурно-седиментационных ансамблей, но и восстановить особенности проявления тектонических движений, связанных с формированием надвигов и покровов.

Наблюдается и определенная направленность в смене различных типов структурно-седиментационных ансамблей с течением времени, а следовательно, и смена форм проявления горизонтальных движений. Так, ликийский тип структурно-седиментационных ансамблей наиболее характерен для ранних и средних стадий разви-

тия покровно-складчатых областей. Их формирование связано с деформацией меланократового фундамента, с его меланжированием и выведением в верхние горизонты земной коры. Кавказский тип приурочен к флишевому этапу, когда скучивание захватывает и сиалические блоки (срединные массивы, микроконтиненты). Флишевому и молассовому этапам свойствен и гарцкий тип, возникновение которого возможно только после накопления достаточно мощных толщ песчано-глинистых и глинисто-карбонатных отложений и дифференциальных асимметричных движений блоков земной коры (с горизонтальной и вертикальной составляющими). Наконец, структурно-седиментационные ансамбли дарвазского типа связаны с обязательным наличием морфологически выраженного уступа, с формированием горных массивов и молассовых впадин, с тектоническим расслоением массива субгоризонтальными плоскостями и тектоническим выжиманием (выдавливанием) брекчий и пластин из тела материнского массива.

Естественно, такая временная последовательность может нарушаться. В частности, микститы дарвазского типа могут образовываться и на более ранних, чем молассовая, стадиях, скажем, в едином комплексе с микститами кавказского типа, а микститы кавказского типа могут формироваться и на начальных стадиях развития покровно-складчатых поясов. В этих случаях образуются структурно-седиментационные ансамбли смешанного типа, но в целом последовательность смены разных типов структурно-седиментационных ансамблей выдерживается, и она отражает эволюцию геотектонического развития складчатых областей. Изучение структурно-седиментационных ансамблей позволяет считать, что горизонтальные движения на разных этапах развития покровно-складчатых зон литосферы проявляются в различных формах, которые зависят, в частности, от степени "зрелости" земной коры. К такому же выводу приводит нас и анализ структурных ансамблей.

Таким образом, заканчивая изложение материала по структурно-седиментационным ансамблям, можно отметить, что их изучение позволяет восстанавливать форму проявления горизонтальных подвижек земной коры и их эволюцию во времени. Кроме того, тектоно-гравитационные микститы являются составной частью ансамблей шовных зон, рассмотренных в первом разделе. Расшифровка строения микститов и их типизация позволяют пролить дополнительный свет на тектоническую эволюцию этих структурных элементов земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены три типа ансамблей, характерных для покровно-складчатых зон литосферы: собственно структурные (главное внимание было уделено описанию узких шовных зон – безофиолитовых сутурных швов); структурно-метаморфические; структурно-седиментационные. Изучение этих геотектонических сообществ выявило многие специфические черты их развития, позволило определить региональные особенности проявления структурных, метаморфических и седиментационных процессов, заставило по-новому взглянуть на некоторые закономерности структурно-вещественного преобразования горных масс в пределах верхней оболочки литосферы. Обобщение на региональном уровне приведено в соответствующих разделах, но изложенный материал позволяет сделать и более фундаментальные выводы, имеющие общетеоретическое значение. Выделим некоторые из них.

Тектонические структуры и механизмы их формирования. Для каждого геолога очевидно, что формирование тектонических структур складчатых областей может быть связано с различными механизмами. И в то же время при создании общих геотектонических моделей (природных или лабораторных) прослеживается тенденция объяснить формирование всего спектра тектонических структур складчатых областей тем или иным, но единым механизмом: горизонтальным сближением жестких континентальных масс, или литосферных плит; вертикальным движением блоков земной коры; инверсией плотностей или другими механизмами. Тем не менее лабораторное моделирование показывает, что морфологически сходные структурные ансамбли можно воспроизвести с помощью различных механизмов, и анализ структурных форм в чистом виде, без учета исторического развития региона и соотнесения данного структурного ансамбля с соседствующими, не позволяет однозначно интерпретировать механизм структурообразования.

Опыт изучения тектонической структуры складчато-покровной области Южного Тянь-Шаня показал, что в ее пределах в процессе становления современного структурного плана действовало несколько в определенной степени независимых механизмов структурообразования: пластическое течение горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости (Зеравшано-Гиссарская зона на ранних и на поздних этапах развития); пластическое течение и нагнетание материала по простиранию складчатой области (Курганакская зона с позднего палеозоя до настоящего времени); поперечное задавливание с явлениями складчатости и диапиризма (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская и Курганакская зоны с позднего палеозоя до настоящего времени); некоторые другие механизмы. При этом главным фактором образования современной структуры Южного Тянь-Шаня является общее поперечное сокращение пространства в пределах складчатой области в целом. В разных структурных ансамблях, которые в принципе отвечают структурно-формационным зонам, ведущая роль в структурообразовании принадлежит различным механизмам, и со временем ситуация

может меняться: механизм, главенствующий на одном этапе, теряет свое значение на другом. Таким образом, современная структура Южного Тянь-Шаня – результат интерференции разновременных и различных по генезису структурных планов.

Вполне понятно, что Южный Тянь-Шань – не исключение среди множества других покровно-складчатых зон литосферы. Исследования, проведенные В.В. Коптевой, А.В. Лукьяновым, В.Г. Трифионовым, И.Г. Шерба на территории Казахстана, Ф.Л. Яковлевым на Кавказе, а также в некоторых других регионах, показывают, что наложение структурных форм разного генезиса и их смена в пространстве и во времени – явление достаточно закономерное.

Единство и взаимообусловленность структурно-вещественных преобразований горных масс. Анализ формирования структурного стиля покровно-складчатых областей показывает, что образование тектонических структур сопровождается комплексом сопутствующих геологических процессов, и не только сопровождается, а находится с этими процессами в генетическом единстве, что было показано на примере двух разновидностей ансамблей, в которых структурная и вещественная переработка горных масс тесно связаны между собой. Это структурно-седиментационные и структурно-метаморфические ансамбли. В первом случае тектоническая переработка пород, связанная с формированием тектонических покровов, надвигов, брекчий и меланжей, приводит наряду с обвально-оползневыми процессами к возникновению своеобразных хаотических образований – тектоно-гравитационных микститов. Во втором случае пластическое течение горных масс обуславливает глубокое вещественное их преобразование в результате процессов метаморфизма; вещественные изменения облегчают, в свою очередь, структурно-текстурную перестройку пород. Взаимосвязи и взаимообусловленность процессов, которые на первый взгляд кажутся генетически различными, нельзя игнорировать при расшифровке истории геологического развития и формирования складчатых областей. Недоучет этих явлений приводит ко многим ошибочным решениям, и уж во всяком случае снижает уровень достоверности наших знаний о сущности геологических процессов, связанных со структурно-вещественной перестройкой земной коры.

Морфоструктурный контроль. Покровно-складчатые сооружения некогда представляли собой пространства со сложной морфоструктурой. Морфоструктурные элементы в процессе эволюции претерпевают изменения, которые находят отражение в специфичности возникших структурных форм. На ряде примеров было показано, что из определенных морфоструктурных элементов развиваются специфические структурные, структурно-метаморфические или структурно-седиментационные ансамбли. Так, на месте вулканических гряд с рифовыми постройками на их вершинах (Ганза-Чимтаргинский массив) развивается синформная структура, осложненная надвигами, зонами субгоризонтального пластического течения, лежащими складками. В краевых зонах этой структуры образуются тектонические покровы. Гораздо более разнообразный комплекс структур может возникнуть из отложений, выполняющих седиментационные ванны. В одних случаях образуется веерообразная структура типа Туркестанского антиклинория, в других – система одновергентных аллохтонных масс, как на Южном склоне Большого Кавказа или в пределах Швейцарских Альп, в третьих – мощные хаотические тектонические брекчии, как в Пьенинском утесовом поясе Карпат, и т.д. Столь существенные различия во внутренней структуре этих зон обусловлены несколькими причинами.

1. Особенности строения разреза и состава слагающих его пород. Эта причина наиболее отчетливо проявляется при сравнении структуры Пьенинского утесового пояса и Зеравшано-Гиссарской горной области. В Пьенинском поясе разрез состоит из двух резко различных частей: довольно маломощной нижней, сложенной относительно компетентными кремнями и известняками, и верхней – более мощной, сформированной пластичными мергелями и флишем. Такое строение на начальных этапах де-

формации определило образование складчатых структур. При нарастании общего сжатия в нижних, более жестких горизонтах разреза складки трансформировались в надвиги; отдельные чешуи вдавливались и протыкали пластичные толщи, которые вследствие сжатия и складчатых деформаций образовывали скучивание материала. В Зеравшано-Гиссарской зоне наличие мощной "плиты" среднего, карбонатного комплекса в период общего смятия в позднем палеозое не давало возможности отложениям сминаться в сколько-нибудь напряженные складки. При образовании пологих складок и коленообразных перегибов в мощной толще карбонатных пород возникли разрывы (надвиги), по которым отдельные чешуи надвигались одна на другую. Залегающие на карбонатном разрезе отложения верхнего кремнисто-терригенного комплекса нагнетались впереди надвигающихся карбонатных чешуй (эффект бульдозинга).

2. Геоморфология бассейна седиментации и его окружения. Для образования гравитационных микститов (частично и тектоно-гравитационных) необходимо существование геоморфологически выраженного уступа на границе зоны дезинтеграции и бассейна седиментации. Именно эта закономерность прослеживается при формировании хаотических толщ Швейцарских Альп, Южного склона Большого Кавказа и других регионов. В Пьенинском бассейне, судя по общей палеогеографии бассейна, такого уступа не существовало – отсутствуют и тектоно-гравитационные микститы. Однако как только началось надвигание покровов на мелководье чорштынской серии, в результате обрушения фронтальной части покровов, сложенных породами более южных серий, стали формироваться глыбовые брекчии ярмутских слоев. Отсутствие тектоно-гравитационных микститов внутри Пьенинского пояса, которые могли бы быть синхронными времени надвигания, связано, вероятно, с тем, что фронтальные части тектонических покровов и чешуй не имели возможности выйти на поверхность морского дна, будучи перекрыты мощными, сминающимися в складки и скучивающимися отложениями верхних горизонтов разреза.

3. Время и условия проявления горизонтального сжатия. В случае проявления горизонтального сжатия в период осадконакопления при наличии тектонических морфологически выраженных уступов образуются толщи тектоно-гравитационных и гравитационных микститов. Если же главные движения произошли в то время, когда седиментационная ванна была уже заполнена осадками, может возникнуть структура типа Пьенинского пояса. При этом нужно отметить, что хотя внутренние структуры Пьенинского пояса и зон развития тектоно-гравитационных микститов (Зеравшанская и Курганакская зоны Южного Тянь-Шаня, зона развития верхнеэоценовых микститов Южного склона Большого Кавказа и др.) морфологически чрезвычайно схожи, они имеют различный генезис. Глыбы, пластины и блоки древних пород, заключенные в более молодую основную массу тектоно-гравитационных микститов, попали туда в период отложения пород матрикса и представляют собой отторженцы пород иных структурно-формационных зон, тогда как включения в мергелях и флише Пьенинского пояса (а также Предрифских гряд в Северной Африке) представляют собой части собственного разреза, тектонически внедрившиеся в пластичные толщи в результате общего сжатия и выдавливания в виде гигантского линейного вытянутого "диапира". При более или менее свободном шарьировании и частично гравитационном соскальзывании образуются в принципе довольно просто построенные пакеты аллохтонных пластин.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что причинами, которые обуславливают различие во внутреннем тектоническом строении зон, возникших за счет латерального поперечного сокращения пространства, являются различия в палеогеографии и общей палеотектонике бассейнов, в пределах которых это сокращение пространства произошло. Иными словами, стиль будущей тектонической структуры того или иного региона заложен в палеогеографических и палеотектонических условиях,

которые существовали во время образования отложений, подвергшихся впоследствии деформации.

4. Безофиолитовые внутрибассейновые коллизионные швы покровно-складчатых областей. Зависимость современного структурного плана от палеоморфологии и истории развития осадочных бассейнов особенно отчетливо прослеживается на примере изучения сутурных швов, описанию которых в значительной мере посвящена эта книга. Описание сутур, сопровождающихся выходами пород офиолитовой ассоциации, содержится во многих публикациях. В гораздо меньшей степени уделяется внимание изучению сутурных швов, расположенных внутри покровно-складчатых сооружений и обычно разделяющих крупные структурно-формационные элементы этих сооружений. Шовные зоны этого типа имеют небольшую (первые километры, реже до 20–25 км) ширину при значительной (многие сотни километров) протяженности, обладают, как мы видели, своеобразным тектоническим стилем и характеризуются чрезвычайно интенсивной структурной или структурно-вещественной переработкой горных пород. Характерны следующие структурные признаки этих зон: ограничение зон крупными разломами (надвигами или сдвигами), имеющими встречное (в случае надвигов) падение; наличие изоклинальной складчатости с субвертикальным или веерообразным расположением осевых плоскостей; крутой осевой кливаж; макробудинаж; структуры пластического течения; релаксационный метаморфизм; псевдодиапировые структуры; отсутствие сколько-нибудь существенного проявления магматизма; наличие осадочных или структурно-метаморфических меланжей.

В то же время изучение безофиолитовых сутурных швов (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская и Курганакская сутуры Южного Тянь-Шаня, зона надвига Южного склона Большого Кавказа, Пьенинский утесовый пояс Карпат, Известняковый кряж западнотерраинской дуги, Предрифские гряды и др.) показало, что в пределах различных сутурных швов морфология структур и исходные палеоморфоструктурные обстановки могут быть различны. Можно выделить по крайней мере три типа безофиолитовых сутурных швов (рис. 42).

1. Сутурные швы образуются на границе относительно глубоководного бассейна и ограничивающего этот бассейн поднятия (край платформы, срединный массив, микроконтинент). В результате горизонтального сокращения пространства и общего сжатия происходит тектоническое "выплескивание" осадков бассейна на относительно мелкоководную морфоструктуру. В ряде случаев породы противоположного борта бассейна могут быть надвинуты на шарьированные отложения бассейна. Формирование сутурного шва подобного типа обычно сопровождается возникновением мощных толщ гравитационных и тектоно-гравитационных микститов. Сутурные швы этого типа обычно трассируют области палеосклонов и обладают современной моновергентной структурой с наклоном надвигов и осевых плоскостей складок в одну сторону. К этой разновидности сутурных швов могут быть отнесены зона надвига Южного склона Большого Кавказа, сутура Швейцарских Альп, зона надвига Динь-Барле Французских Альп, некоторые другие.

2. Сутурные швы формируются на месте относительного поднятия (подводной банки, отмели), разделяющего два относительно глубоководных бассейна. Общее сжатие или сокращение пространства приводит к надвиганию по встречным надвигам отложений бассейнов на область поднятия, кораблению осадочного чехла поднятия, сложенного, как правило, карбонатными породами незначительной мощности, смятию их в сложные складки, расчешуиванию пород. Компетентные породы чехла поднятия по системе встречных надвигов выжимаются в более верхние горизонты с формированием псевдодиапировых структур и каплевидных будин. Тектоническое выжимание приводит к воздыманию пород в зоне шва, которое как бы наследует более раннее, синхронное осадконакоплению поднятие морского дна, формирующее подводные банки и отмели. В результате образуется характерная веерообразная,

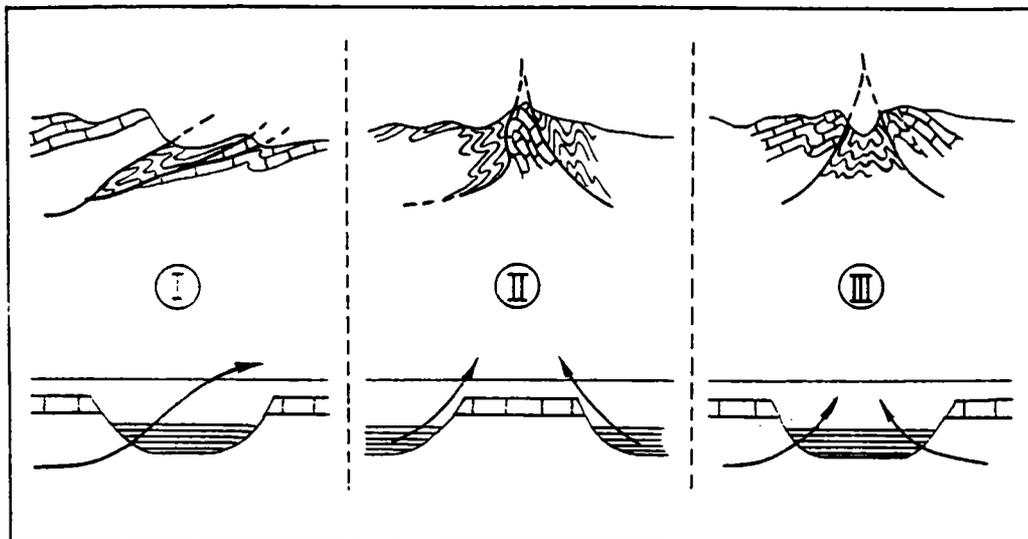


Рис. 42. Три типа внутрибассейновых коллизионных швов покровно-складчатых областей (объяснения в тексте)

часто сужающаяся книзу структура. Рельеф таких зон обычно резко выражен за счет вертикально стоящих, отпрепарированных эрозией известняковых гряд, разделенных более мягкими отложениями как своего разреза, так и тектонически надвинутыми и выжатыми в зону сутурного шва осадками соседних прогибов. На поздних этапах развития проявляются сдвиговые перемещения, продольный будинаж, метаморфизм, пластическое течение горных масс. К подобным сутурам относятся Курганаковский сутурный шов Южного Тянь-Шаня, Пьенинский утесовый пояс, Предрифские гряды. В пределах Эр-Рифа, Тель-Атласа, Бетских Кордильер подобная структура выделена под названием "Известняковый кряж", или "Дорсаль" ("dorsale" – позвоночник, линейно вытянутая, прерывистая горная цепь, четко выраженная в рельефе). Этот термин удобно применить для подобной категории шовных зон, так как он подчеркивает главную их морфоструктурную особенность – наличие прерывистой цепи карбонатных массивов, вытянутых по простиранию покровно-складчатых зон на многие сотни километров, а также унаследованное морфоструктурное выражение: от областей, приподнятых над общим уровнем морского дна на ранних этапах, к современным грядам с резко выраженным положительным рельефом.

3. Сутурные швы возникают на месте длительно развивающихся бассейнов осадконакопления, ограниченных с двух сторон относительными поднятиями. При поперечном сокращении пространства породы, слагающие положительные морфоструктуры, по встречным надвигом надвигаются на отложения бассейна, задавливая их с обеих сторон. Дальнейшее тектонически обусловленное прогибание и надвигание бортов обычно сопровождается образованием гравитационных и тектоно-гравитационных микститов. На поздних этапах развития эти остаточные бассейны заполняются грубообломочными молассовыми отложениями. При последующей активизации они становятся (во всяком случае, могут становиться) областями прогибания и осадконакопления, как это наблюдается при формировании мезозойско-кайнозойских прогибов и впадин в пределах Южного Тянь-Шаня. Тектоническая структура этих зон представляет собой систему встречных надвигов, между которыми зажаты сложно дислоцированные отложения прогиба, которые в самом общем плане образуют веерообразную

синклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Естественно, что структура этих отложений может быть и гораздо более сложной. К данному типу шовных зон могут быть отнесены ранее описанные Каракуль-Зиддинская и Зеравшанская зоны Южного Тянь-Шаня. Шовные зоны этого типа формируются в областях относительного прогибания земной коры, которое наследуется и в современной морфоструктуре (или фиксируется наличием молодых отложений).

Таковы три основных типа безофиолитовых коллизионных швов и характерные черты их тектонической структуры и геологической эволюции. Можно видеть, что безофиолитовые коллизионные швы не только маркируют границы различных тектонических элементов покровно-складчатых областей, но и возникают на месте крупных, протяженных и долгоживущих палеоморфоструктур. При этом в результате поперечного сокращения пространства, которое может достигать нескольких десятков и, вероятно, нескольких сотен километров, в коллизионных швах тектонически перерабатываются, а то и полностью исчезают целые структурно-формационные зоны или отложения обширных палеобассейнов. Таким образом, коллизионные швы являются зонами, по которым в тектоническое соприкосновение приведены отложения различных бассейнов седиментации и, что особенно существенно, совмещены различные морфоструктурные элементы древних пространств океанического или иного типа.

Анализ палеотектонической эволюции коллизионных швов показывает, что на начальных этапах деформации подвергается ложе палеобассейнов с образованием частных поднятий и разделяющих их прогибов, затем формируются покровно-складчатые структуры в пределах относительных поднятий и на их бортах. В эпоху общего сжатия формируются покровы и надвиги, происходит тектоническое расчешуивание разреза, смятие в сложную систему складок. По мере нарастания сжатия в зоне возникающего коллизионного шва складчатость становится более напряженной, образуются изоклинальные складки с субвертикальными осевыми плоскостями; поверхности сместителей надвигов и тектонических покровов приобретают субвертикальное положение или сминаются в складки, образуя синформы и антиформы: возникает будинаж, псевдодиапиризм. В местах схождения встречных надвигов формируются так называемые структуры тектонического сшивания [Лукьянов, 1987а], и сутурная зона в этих случаях выражена в виде единого, обычно субвертикального разлома. Тектоническое перемешивание различных пород осадочного чехла приводит к созданию тектонической смеси типа осадочных меланжей или тектонических мегабрекчий. На поздних этапах деформации, после того как исчерпана возможность поперечного сокращения пространства за счет надвиго- и покровообразования и складчатости, начинается продольное (по простиранию шва) тектоническое течение горных масс, сопровождающееся образованием горизонтальных складок, зон растяжения и нагнетания. Интенсивная пластическая деформация пород в ряде случаев стимулирует проявление релаксационного метаморфизма. Зона коллизионного шва преобразуется в зону хрупко-пластического сдвига, как мы это наблюдаем в пределах Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня. Общее продольное течение горных масс фиксируется в Каракуль-Зиддинской зоне Южного Тянь-Шаня и в Пьенинском утесовом поясе.

Таковы самые общие черты строения и палеотектонической эволюции коллизионных швов, расположенных внутри покровно-складчатых областей литосферы. Естественно, встает вопрос о возможных причинах возникновения подобных структур и геодинамических условиях их формирования. Обратим внимание на некоторые особенности геотектонической эволюции коллизионных швов, среди которых особенно информативными оказываются швы типа дорсалей.

1. Безофиолитовые коллизионные швы не только маркируют, как часто принято думать, границы различных тектонических элементов, но и образуются на месте (или "из") конкретных морфоструктур древних океанических или морских пространств.

Масштабность этих морфоструктурных элементов и длительность их существования свидетельствуют о том, что они отражают определенные геодинамические условия, имеющие межрегиональное значение и проявляющиеся в течение довольно протяженного отрезка времени.

2. Морфоструктурная дифференциация бассейнов фиксируется с определенного рубежа (этапа), до которого, судя по особенностям строения и распределения осадочных отложений, бассейн существовал как достаточно единое целое. В пределах Южного Тянь-Шаня дифференциация на четко выраженные прогибы и поднятия фиксируется лишь начиная с середины силура (исключая вулканические дуги ранних этапов). В Пьенинском поясе рельеф дна расчленяется в позднем лейасе, в Предрифском прогибе – с середины юры с оформлением четко выраженных положительных форм подводного рельефа в раннем тортоне.

3. Относительные поднятия связаны с деформацией бассейнового ложа. Именно из этих положительных морфоструктур и на их месте возникают коллизионные швы типа дорсалей. В пределах коллизионных швов деформация, как правило, интенсивнее, чем в прилегающих зонах.

4. Формирование коллизионных швов связано с боковым сжатием и (или) с общим сокращением пространства. Однако тот факт, что деформация начинается в пределах поднятий и не захватывает на начальных этапах осадков прогибов и что в конечном счете деформация в пределах коллизионных швов интенсивнее (напряженнее), чем в соседних, сближенных по этим швам зонах, не позволяет связывать возникновение швов только с процессом бокового сжатия между относительно жесткими блоками.

Механизм простого поперечного сжатия бассейнового пространства между жесткими блоками (континентальными литосферными плитами) в общих чертах объясняет (или может объяснить) формирование структуры покровно-складчатых поясов в целом, однако не может объяснить возникновение ряда специфических "внутри-бассейновых" структурных ансамблей, в том числе и рассмотренных нами безофиловых коллизионных швов типа дорсалей.

Анализ регионального материала убеждает, что формирование современной структуры коллизионных швов и их окружения связано с наличием дисгармоничных срывов части осадочной оболочки или осадочной оболочки в целом по определенным горизонтам коры на разных уровнях глубинности. В Пьенинском утесовом поясе и в Предрифских грядах срыв осуществлялся на уровне пластичных горизонтов гипсо- и соленосных отложений триаса. Для объяснения структуры Южного Тянь-Шаня необходимо признать: 1) расслоенность корового слоя и структурную дисгармонию вдоль серпентинитового слоя на ранних этапах развития; 2) структурно-вещественную дисгармонию на границе осадочной оболочки и молодого корового слоя на более поздних и на современном этапах. Горизонтальная расслоенность коры и литосферы связана с проявлением пластической деформации горных масс, их тектоническим течением, релаксационным метаморфизмом, формированием осадочных и структурно-метаморфических меланжей. Расслоение литосферы в условиях сокращения пространства и дифференциального течения вещества на определенных уровнях вызывает напряженное состояние горных масс в пределах значительных объемов и эффект интенсивных сжимающих напряжений на границах морфоструктурных элементов.

Модель дифференциального хрупко-пластического течения горных масс и реологического расслоения литосферы, предложенная А.В. Пейве и развиваемая многими исследователями, хорошо согласуется с фактическим материалом по геологии покровно-складчатых областей и, в частности, с материалом по формированию внутри-бассейновых безофиловых коллизионных швов. Закономерности, установленные на конкретном региональном материале и в результате его сравнительно-тектонического анализа, находят удовлетворительное объяснение и с позиции физико-мате-

матической модели реологической стратификации литосферы [Лобковский, 1987, 1988].

Суть модели в следующем. Реологическая стратификация литосферы выражена в наличии слоев резко пониженной прочности, разделяющих более жесткие области коры и литосферы. Внутри литосферы могут существовать несколько астенослоев. Характерна приуроченность одного из слоев к нижней части коры. В океанических областях астенослой совпадает с серпентинитовым слоем. Добавим, что проанализированный нами геологический материал показывает, что подобного рода астенослои существуют практически по всему разрезу коры, вплоть до ее приповерхностных горизонтов, хотя природа астенослоев различна. Прежде всего – изначально пластичные гипсоносные и соленосные горизонты. Кроме того, в условиях нестационарного литостатического давления, обусловленного наличием напряжений сдвига, пластичными (текучими) могут становиться и другие типы пород. Из этого следует, что в пределах коры и литосферы существуют дифференциальное субгоризонтальное течение пластичных объемов вещества с их оттоком из одних областей и нагнетанием в другие, а также деформация более жестких блоков путем формирования покровно-складчатых структур.

С этих позиций находит объяснение и зарождение относительно положительных форм рельефа. Механизм возникновения волнообразных деформаций и скупивания коры в условиях напряжения сжатия в модели связан с развитием изгибающей неустойчивости верхнего упругого слоя, подстилаемого пластичными породами. В случае океанической коры деформация хрупко-упругого габбро-базальтового слоя, залегающего на пластичных серпентинитах; в случае более поздних стадий развития покровно-складчатых областей или областей с платформенным или миогеосинклинальным режимом деформация относительно жесткой осадочной покрывки (известняк, песчаники), залегающей на первично пластичных или возникших вновь пластичных горизонтах, формирование которых обусловлено существованием нестационарного литостатического давления и напряжений сдвига. Именно такую картину мы наблюдаем во всех приведенных примерах.

Данная модель хорошо согласуется с геологическими наблюдениями, объясняет механизм зарождения положительных форм рельефа бассейнового ложа и их трансформацию в коллизионные швы типа дорсалей (рис. 43, 44). Дальнейшее их развитие, а также образование коллизионных швов на месте прогибов вызвано в значительной мере общим поперечным сокращением пространства. Последнее может быть связано как с раздавливанием бассейнов седиментации между жесткими блоками (континентальными литосферными плитами, микроконтинентальными), так и с механизмом аккреции при последовательном причленении к континентальному блоку (области более ранней консолидации) морфоструктурных элементов океанического или иного бассейна. Поперечное сокращение пространства, чем бы оно ни было вызвано, сопровождается процессом дисгармоничного тектонического течения горных масс, обусловленного реологическим расслоением литосферы на разных уровнях глубинности. Таким образом, расшифровка структуры и механизма формирования коллизионных швов (главным образом швов типа дорсалей) позволила выявить и механизм структурообразования, действующий только в зависимости от реологических свойств литосферы и проявляющийся как в пределах древних пространств субокеанического (типа Южный Тянь-Шань) и в области дна современных океанов [Лобковский, 1988], так и зон относительно стабильного тектонического режима (край Северо-Африканской платформы). Этот факт приводит к выводу, что существуют процессы более высокого ранга, чем принимаемые обычно механизмы структурообразования покровно-складчатого или платформенного режима развития. И такие процессы связаны с подвижностью и напряженным состоянием реологически расслоенной литосферы.

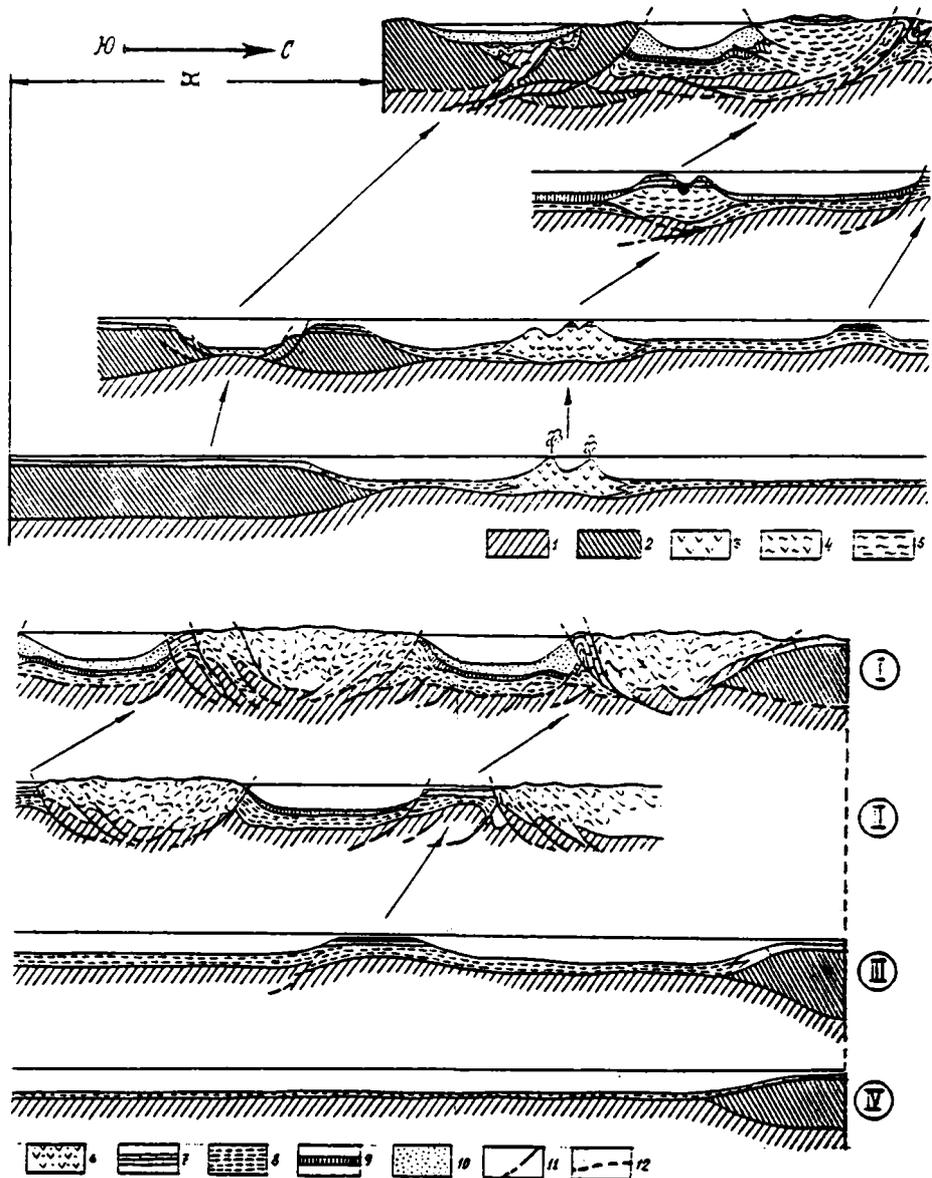


Рис. 43. Этапы палеотектонической эволюции Южного Тянь-Шаня (Центрально-Таджикский сектор, 68–69° в.д.)

I – к концу среднего карбона; II – девон–нижний карбон; III – поздний силур; IV – кембрий–ранний силур; X – величина поперечного сокращения палеобассейна (не менее 200–300 км); 1 – базит-гипербазитовый слой; 2 – гранитно-метаморфический слой; 3 – вулканиты основного состава внутрибассейновых вулканических гряд; 4 – то же, частично расланцованные и метаморфизованные; 5 – расланцованные и метаморфизованные вулканиты, кремнистые и терригенные отложения; 6 – основные и средние вулканиты Южно-Гиссарского рифта; 7 – шельфовые фации и карбонатные отложения внутрибассейновых поднятий; 8 – песчано-глинистые и глинисто-карбонатные отложения прогибов; 9 – глинисто-карбонатно-кремнистые отложения; 10 – флиш с телами гравитационных и тектоно-гравитационных микститов; 11 – разрывы; 12 – поверхности дисгармоничных срывов на границе фундамента и осадочного чехла

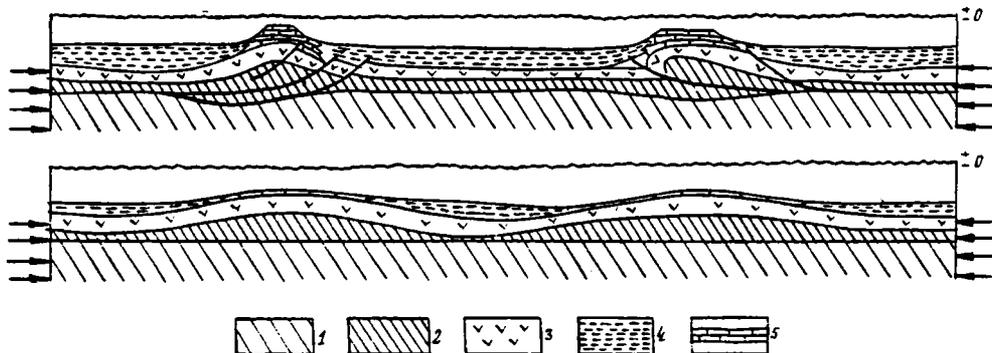


Рис. 44. Схема развития изгибной неустойчивости верхнего слоя океанической коры под действием сжатия (по: [Лобковский, 1988], с дополнениями)

1 – литосфера; 2 – пластичный серпентинитовый слой; 3 – упруго-хрупкий габбро-базальтовый слой; 4 – отложения прогнутых участков; 5 – отложения подводных поднятий (банок, отмелей)

В заключение остается добавить, что отсутствие в структуре коллизионных швов описанного типа пород офиолитовой ассоциации связано, по всей вероятности, главным образом с двумя причинами: 1) верхнекоровым (в пределах осадочного слоя и его непосредственной подложки) уровнем деформации, приводящей к зарождению в пределах бассейнового ложа положительных и отрицательных морфоструктур; 2) с заложением и оформлением коллизионных швов во внутренних частях бассейнов с однотипной (континентальной, субокеанической или океанической) корой вне зон субдукции (или обдукции). Следовательно, безофиолитовые коллизионные швы, в отличие от офиолитовых сутур, маркирующих зоны субдукции (обдукции) на границе океан–континент, отражают геодинамику внутрибассейновых (внутриплитных) процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Авакумов Е.Г.** Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.
- Андрусов Д.Н.** Очерк геологии Западных Карпат // Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967. С. 28–48.
- Баратов Р.Б., Шукин С.И.** Взаимосвязь гранитообразования и тектоники // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 9–11.
- Биркенмайер К.** Седиментационная характеристика ярмутских (маастрихтских) слоев в Пьенинской клипповой зоне (Центральные Карпаты) // Бюл. Пол. акад. наук. Отд. III. 1956. Т. 4, № 16.
- Биркенмайер К.** Очерки по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений Пьенинской утесовой гряды в Польше // Бюл. Геол. ин-та. 1963. Т. 10, вып. 181: Геологические исследования в Карпатах. С. 5–38.
- Биске Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А., Язовкин А.В.** Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981. С. 249–259.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е.** Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 1. С. 16–32.
- Болдырев В.В.** О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1982. Вып. 3, № 7. С. 3–8.
- Бондаренко П.М.** Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Бриджмен П.** Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит. 1955. 444 с.
- Буртман В.С.** О горизонтальных складках // Геотектоника. 1968. № 2. С. 19–31.
- Буртман В.С.** Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 289).
- Буртман В.С.** Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.
- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.
- Вогах О.А.** Структурные элементы Земли. Новосибирск: Наука, 1976. 191 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 266).
- Вялов О.С.** Глубинные разломы и тектоника Карпат // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1956. № 9.
- Вялов О.С., Дабагян Н.В., Витрик С.П., Шан В.А.** Глибока свердловина "Свалява-1" в пьенинской Сутьосовій зон Карпат // Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1963. № 5. С. 56–68.
- Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х.** Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
- Довжиков А.Е.** Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 170 с.
- Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В.** Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71–76.
- Елиссеев Н.А.** Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
- Жинью М.** Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит. 1952.
- Казакоев А.Н.** Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
- Кожухаров Е., Леонов М.Г.** Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Geol. Balcanica. 1988. Т. 18, № 4. С. 37–46.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г.** К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды // ДАН СССР. 1985. Т. 282, № 3. С. 675–679.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г.** Тектоническая структура Сугутского метаморфического

- блока (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 19–34.
- Копп М.Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенных поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические факторы глубинности // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1940. Т. 12.
- Кружлов С.С. Зона Пьенинских утесов // Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М.: Недра, 1971. С. 60–68. (Тр. УкрВНИГРИ; Вып. 25).
- Ксенешевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М.: Недра, 1968.
- Кульчицкий Я.О. Основные черты геологического строения Мармарошской и Пьенинской зон Украинских Карпат // Вопросы геологии Карпат. Львов, 1967.
- Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
- Лаврусевич А.И. Главнейшие фации нижнего и среднего палеозоя Центрального Таджикистана и их дешифрируемость на среднемасштабных снимках // Кораллы и рифы фанерозоя СССР. М.: Наука, 1980. С. 121–126.
- Леонов М.Г. О морфологии некоторых древних бассейнов Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С. 64–75.
- Леонов М.Г. Флиш-образование подводного склона // Там же. 1972. № 2. С. 44–54.
- Леонов М.Г. Разрывные нарушения Дзирульского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Вып. 6.
- Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).
- Леонов М.Г. Олистохромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).
- Леонов М.Г. Южный Тянь-Шань: Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. № 5. С. 45–61.
- Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 130 с.
- Лешко Б. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии // Сов. геология. 1963. № 1.
- Лобковский Л.И. Новый подход к анализу региональных геологических процессов: Двухмасштабная тектоника плит // Физические свойства вещества и процессы в недрах Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. Т. 3. С. 61–62.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Лукьянов А.В. Методология структурных исследований кристаллических комплексов // Тез. докл. Всесоюз. школы "Структурный анализ кристаллических комплексов". М., 1986. Ч. 1. С. 7–9.
- Лукьянов А.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях // Тез. II Всесоюз. симпоз. "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии". Киев, 1987а. С. 108–109.
- Лукьянов А.В. Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М., 1987б. С. 5–32.
- Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. Олистостромовые формации и вопрос о псевдо-тиллитах // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 40–49.
- Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч. 2. С. 121–172.
- Луценс Г., Лейх Г.-Ю., Рухольц К., Шваб М. Литология, палеогеография и тектоника девонских и карбоновых отложений Гарца и глыбы Флехтинген. Берлин: Б.и., 1973.
- Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 318).
- Марков Е.И. Особенности проявления метаморфизма в связи с глубинными навигами // Геотектоника. 1988. № 2. С. 17–27.
- Марковский А.П. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Туркестанского хребта // Вестн. Геолкома. 1928. № 8. С. 11–13.
- Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. 453 с.
- Минаев В.Е. Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. АН ТаджССР. 1978. Т. 21, № 9. С. 40–43.
- Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
- Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л. Тонкое диспергирование горных пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма // Структура линейментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29–41.

- Молчанов В.И., Юсупов Т.С. Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
- Монгер Дж.У.Х., Саутер Дж.Г., Габриелис Х. Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит // Геотектоника. 1974. № 2. С. 15—39.
- Мушкегов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Л., 1919. 34 с. (Тр. Геолкома; Вып. 10).
- Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // Тез. докл. Всесоюз. школы "Структурный анализ кристаллических комплексов". М., 1986. Ч. 1. С. 17—18.
- Паталаха Б.И. Законы и модель дислокационного процесса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 15—22.
- Паталаха Е.И., Лукиченко А.И. О природе динамометаморфизма мезозоны // Там же. 1986. № 2 (288). С. 3—11.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 3—23.
- Петерс К. Механохимические реакции // Тр. европ. совещ. по измельчению. М.: Стройиздат, 1966. С. 80—93.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
- Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5—13.
- Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические покровы и геокартирование // Там же. 1988. № 1. С. 3—10.
- Резвев Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 370 с.
- Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
- Рогожин Е.А. Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. С. 107—132.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полез. ископ. 1973. № 7. С. 21—32.
- Рутланд Р.У.Р. Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125—146.
- Салтовская В.Д. К стратиграфии карбона Центрального Таджикистана // Докл. АН ТаджССР. 1961. № 3. С. 37—39.
- Салтовская В.Д. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской области. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1963. (Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР; Т. 7).
- Салтовская В.Д. К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области // Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964. С. 126—139.
- Салтовская В.Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН ТаджССР, 1969. Т. 12, № 7.
- Салтовская В.Д., Старшинин Д.А., Лавруевич А.И. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений Зиддинской долины // Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе, 1974. Вып. 3.
- Синицин Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 138 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Соловьев А.Ю. Геологическое строение и тектонофашии зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102—111.
- Соловьев А.Ю. Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая: (Южный Тянь-Шань) / Геотектоника. 1990. № 4. С. 45—51.
- Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. 540 с.
- Тектоника континентов и океанов. М.: Наука, 1988. 245 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 580 с.
- Торшин Н.С. Зональность девонского осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1970. Т. 168. С. 185—199.
- Торшин Н.С. Основные этапы геологического развития Центрального Таджикистана в девонском периоде // Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира // Там же. 1976. Т. 224. С. 25—42.
- Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25—38.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп // Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Федоров Г.В. Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны: Автореф. дис. ... канд. дис. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1982, 24 с.

- Флинн Д. Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49–77.
- Хайнике Г. Трибохмия. М.: Мир, 1987. 582 с.
- Хайруллина Т.И. Трилобитовая фауна раннего кембрия Туркестанского хребта // Сб. науч. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР. 1964. Вып. 3. С. 123–124.
- Хайруллина Т.И., Яскович Б.В. Новые данные о нижнекембрийских отложениях бассейна р. Алтыкол // Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР. 1961. Вып. 2(4). С. 111–117.
- Харкер А. Метаморфизм. М.: ОНТИ–НКТП, 1937. 368 с.
- Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наук. думка, 1964. 183 с. (Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геотектоники; Вып. 15).
- Черенков И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.
- Чехович В.Д. О фациальной зональности и типах разреза силура Туркестано-Нуратинской горной системы (Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1956. Т. 107, № 2. С. 306–308.
- Чиков Б.М. Физико-механические и механические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5–28.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).
- Шаб М. Строение и геологическое развитие Гарца // Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977. С. 7–54.
- Шванов В.Н. Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
- Шерба И.Г. Олиостромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 97–108.
- Шерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олиостромы Крыма и механизмы их образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 23–33.
- Яговкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. С. 57–70.
- Яскович Б.В. К характеристике кембрийских отложений западного окончания Туркестанского хребта // Тр. Главгеологин УзССР. Ташкент: Фав, 1962. Сб. 2: Геология. С. 3–6.
- Alexandrovicz S. Stratigrafia srodkowej i gornej kredy w polskej czenscti pieninskiego pasa skalkowego // Zesz. Nauk. acad. Górn. hutn. 1966. T. 78. S. 121–148.
- Andrusov D. Etude géologique de la zone des klipies internes des Karpates occidentales // Geol. pr. 1953. Sv. 34.
- Beck P. Geologie der Gebirgenordlich von Interlaken // Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F. 1911. Li fg. 29 (59).
- Bentz F. Geologie des Sarnersee-Gebites // Eclog. geol. helv. 1948. Vol. 41.
- Bernoulli D., Graciansky P.-C., Monod O. The extention of Lycian Nappes (SW Turkey) // Ibid. 1974. Vol. 67, N 2. P. 167–178.
- Birkenmajer K. Zagadnienia sedimentacji utworów fliszowych pieninskeigo pasa skalkowego Polski // Kwart. geol. 1963. T. 5. S. 3–15.
- Birkenmajer K. Zarys budowy geologicznej pieninskigo pasa skalkowego // Roczn. Pol. tow. geol. 1965. T. 35, N 3. S. 121–130.
- Birkenmajer K., Lefeld J. Exotic Urgonian from the Pieniny Klippen Belt of Poland // Bull. Acad. pol. Sér. sci. géol. et géogr. 1969. Vol. 85, N 1. P. 138–144.
- Brückner W.D. Globigerinenmergel und Flysch // Verh. naturforsch. Ges. 1952. Bd. 63, N 1. S. 227–294.
- Bubnoff S. Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Stuttgart, 1921.
- Furrer M. Der subalpine Flysch nordlich der Schratzenfluh // Eclog. geol. helv. 1949. Vol. 42, N 1. P. 329–345.
- Gadisch J. Geologie der Schweizer Alpen. Basel, 1953.
- Geiger M. Die Unterlage der zentralisch Schweizerischen Klippengruppe Stanserhorn: Avigrat, Bouchserhorn–Musenalp und Klewenalp. // Eclog. geol. helv. 1956. Vol. 49, N 2. P. 382–399.
- Gigon W. Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grosse Emme // Verh. naturforsch. Ges. 1952. Bd. 63, N 1. S. 137–160.
- Goguel J. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorces terrest Fes. P., 1948. (Mém. Serv. Carte Géol. France).
- Graciansky P.-C. Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaine sud-anatolienne: Relations avec le terrains autochtones (province de Mugla, Turquie) // C. r. Acad. sci. D. 1967. T. 264. P. 2876–2879.
- Graciansky P.-C. Stratigraphie des unités superposées dans l'arc dinarotaurique // Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turkey. 1968. N 71. P. 50–54.
- Graciansky P.-C. Le problème des couloured melanges à propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie) // Rev. géogr. phys. et géol. dyn. 1973. Vol. 15. P. 555–556.
- Harker A. Metamorphism: A study of transfor-

- mations of rockmasses. L.: Methuen, 1934. IX, 360 p.
- Heim Alb.* Geologie der Schweiz. Leipzig, 1921. Bd. 2.
- Hsü K.* Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetic flysch basins Switzerland // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. Vol. 71, N 5. P. 15–23.
- Kotanski Z.* O triasie Skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej // *Acta geol. pol.* 1963. T. 13, N 2.
- Kraus E.* Über un Schweizer flysch // *Eclog. geol. helv.* 1932. Vol. 25. P. 240–261.
- Kraus E.* Die Baugeschichte der Alpen. B.: Akad.-Verl., 1951. T. 2.
- Krenkel E.* Geologie und bodenschätze Afrikas. Leipzig: Akad. - Verl., 1957. 597 S.
- Książkiewicz M.* Evolution structurale des Carpates Polonaises // *Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot. P.*, 1962–1963. T. 2. P. 131–162.
- Książkiewicz M.* Karpaty // *Budowa geol. pol.* 1972. T. 4, z. 3. S. 3–89.
- Lugeon M.* Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin // *Eclog. géol. helv.* 1916. Vol. 14, N 2. P. 328–340.
- Lutzens H.* Die stratigrafische und tektonische Stellung der Wernigeröder Schichten nach Conodenten // *Geologie.* 1959. Jg. 8, H. 1. S. 97–115.
- Lutzens H.* Zur Alterstellung der Olistostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite // *Ztschr. geol. Wiss.* 1973. N 1. S. 137–144.
- Lutzens H., Schwab M.* Die Tertonische Stellung des Harzes in variszischen Orogen // *Geologie.* 1972. Jg. 21, H. 6.
- Monod O., Marcoux J., Poisson A., Dumont J.-F.* Le domaine d'Antalia, Témoinne de africaine ou cours du Trias // *Bull. Soc. geol. France.* Ser. 7. 1974. T. 16, N 3. P. 116–125.
- Pah H.-J., Schwab M., Meir R., Kurze M.* Exkursionsführer zu den Geländearbeiten der Arbeitsgruppen 3.1 (Flisch) und 3.2 (Olisthostrome) im Südtteil, der DDR vom 17.–28. Mai 1978. B.: Akad. Wiss. der DDR, 1978.
- Radelli L.* Sur la tectonique de la chaîne anatolienne de Bitlis // *Tectonique de l'Afrique.* P., 1971. T. 6. P. 131–139.
- Reichstein M.* Motive und Probleme erneuter Deckenbanvorstellungen für der Harz // *Geologie.* 1965. Jg. 14, H. 9. S. 1039–1076.
- Reichstein M.* Die neuen Deckenbanvorstellungen in Harz (nach der neuesten Stand). B.: Dt. Akad. Wiss., 1967.
- Reichstein M.* Deckenbaufragen im Harz und spätvaristische Strukturentwicklung // *Wiss. Zt. Univ. Halle.* 1970. N 1. S. 19–23.
- Richter D.* Olisthostrom, Olistholit, Olisthosthroma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektonogenetischer Bewegungen in Geosynklinal bereichen // *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.* 1973. Bd. 43, H. 3. S. 304–344.
- Schardt H.* Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen // *Eclog. geol. helv.* 1898a. Vol. 5.
- Schardt H.* Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses (Préalpales du Chable et Stockhorn et les Klippes) // *Bull. Soc. vand. natur.* 1898b. Vol. 128. P. 114–219.
- Scheibner E.* Some notes to the pining lineament // *Acta geol. geogr. Univ. comen. geol.* 1969. N 18.
- Schermerchorn L.J.G.* Terminology of mixed coars-fine sediments // *J. Petrol. Techn.* 1966. N 9.
- Schwab M.* Beiträge zur Tektonik der Rhenoherzynischen Zone im Gebiet der DDR mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz // *Jb. Geol.* 1976. N 5/6. S. 7–18.
- Schwan W.* Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz // *Ztschr. Dt. geol. Ges.* 1974. Bd. 125, H. 2. S. 253–267.
- Sikora W.* Очерк тектогенеза Пьенинской утесовой зоны в Польше в свете новых геологических данных // *Rocz. Pol. tow. geol.* 1971. T. 41, N 1.
- Soder P.* Geologische Untersuchung der Schratentfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern // *Eclog. geol. helv.* 1949. Vol. 42. P. 338–367.
- Sujkowski Z.* Flysch sedimentation // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1957. Vol. 68, N 5. P. 128–150.
- Tectonique de l'Afrique. P.:* UNESCO, 1971. 602 p.
- Tercier J.* Habkern et ses environs // *Guide géol. suisse.* 1934. Fasc. 8. P. 36–52.
- Tercier J.* Le flysch dans la sédimentation alpine // *Eclog. geol. helv.* 1947. Vol. 40, N 2. P. 128–150.
- Tolwiński K.* Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem gorotwory solidow // *Acta geol. pol.* 1956. Vol. 6, N 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть 1	
Структурные ансамбли	
Глава 1	
Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня.....	6
Каракуль-Зиддинская сутура	10
Ганза-Чимтаргинский массив	23
Зеравшанская сутура	38
Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны	42
Курганакская сутура	44
Обобщение регионального материала по тектонической структуре Южного Тянь-Шаня	53
Глава 2	
Пьенинский угосовый пояс.....	56
Глава 3	
Марокканский Риф и Тель-Атлас	64
Часть 2	
Структурно-метаморфические ансамбли	
Глава 1	
Зоны горизонтально-плоскостного течения горных масс	72
Сугутский блок (Южный Тянь-Шань)	72
Ганза-Чимтаргинский массив	87
Глава 2	
Зоны вертикально-плоскостного течения горных масс (Курганакская зона Южного Тянь-Шаня)	98
Вторичные вещественные преобразования горных пород	100
Обобщение материала по структурно-метаморфическим ансамблям.....	101
Часть 3	
Структурно-седиментационные ансамбли	
Глава 1	
Тектоно-гравитационные микститы	107
Глава 2	
Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры	110
Структурно-седиментационные ансамбли ликийского типа	111
Структурно-седиментационные ансамбли кавказского типа	113
Структурно-седиментационные ансамбли гарцского типа	123
Структурно-седиментационные ансамбли дарвазского типа	130
Заключение	133
Литература	143

CONTENTS

Introduction	3
Part One Structural Assemblages	
Chapter One	
Structural assemblages of the Southern Tien Shan	6
Karakul-Ziddin suture	10
Ganza-Chimtargin massif	23
Zeravshan suture	38
Zeravshan-Turkestan and Turkestan-Alai zones	42
Kurganak suture	44
A review of regional data on the Southern Tien Shan tectonic structure	53
Chapter Two	
Pienin scarp belt	56
Chapter Three	
Maroccan Reef and Tell-Atlas (Northern Africa)	64
Part Two Structural-Metamorphic Assemblages	
Chapter One.	
Zones of horizontal plane rock flow	72
Sugut block (Southern Tien Shan)	72
Ganza-Chimtarga massif (Southern Tien Shan)	87
Chapter Two	
Zones of vertical plane rock flow (Kurganak zone of the Southern Tien Shan)	98
Part Three Structural-Sedimentary Assemblages	
Chapter One	
Tectono-gravitational mixtites	107
Chapter Two	
Tectono-gravitational mixtites and patterns of horizontal crustal movements	110
Lycian-type structural-sedimentary assemblages	111
Caucasian-type structural-sedimentary assemblages	113
Harzian-type structural-sedimentary assemblages	123
Darvaz-type structural-sedimentary assemblages	130
Conclusions	133
Literature	143

Научное издание

Леонов Михаил Георгиевич
СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ
ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Труды, вып. 486

Утверждено к печати
Геологическим институтом РАН

Редактор *Л.И. Приходько*
Художественный редактор *Н.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Т.А. Резникова*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

**Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах**

ИБ № 312

ЛР № 020297 от 27.11.91.

**Подписано к печати 26.08.93. Формат 70x100¹/16
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отт. 13,3. Уч.-изд.л. 13,6
Тираж 350 экз. Тип. зак. 369.**

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90**

**Санкт-Петербургская типография № 1 ВО "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9 линия, 12**

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ
"НАУКА"
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:**

Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. Внутриплитная тектоника. 15 л.

Рассмотрены современные подходы к изучению внутриплитных тектонических процессов и геодинамической интерпретации имеющихся геологических и геофизических данных по внутриплитным областям. Предложены новые решения ряда вопросов, имеющих принципиальное значение для понимания отдельных аспектов внутриплитной тектоники и выработки общей концепции внутриплитного тектогенеза. Сформулированы задачи и направления дальнейшего изучения внутриплитной тектоники.

Для геологов-тектонистов, геофизиков.

Нелинейная геодинамика. 15 л.

Природные геологические явления очень сложны и могут быть поняты лишь с использованием нелинейной геодинамики. В книге это демонстрируется на примерах из геотектоники, геохимии, петрологии, нефтяной геологии, планетологии. Рассмотрены проблемы структурообразования в коре и верхней мантии, магматизма, метаморфизма, нефтегазообразования, глубинной конвекции и др., относящиеся к континентам. Подобный междисциплинарный сборник – первый в мировой литературе.

Для геологов, геохимиков, нефтяников, тектонистов.

Геологические события на границе эоцена и олигоцена.
40 л.

Обобщены результаты исследований по проекту № 174 МПГК "Геологические события на границе эоцена и олигоцена". Пограничный интервал, представленный широким фациальным спектром пород от Прибалтики и Карпат до Тихоокеанского побережья, получил детальную палеонтологическую и литологическую характеристику в главнейших опорных разрезах. Впервые для обширных пространств суши удалось с единых методологических позиций оценить геологические события, происходившие на рубеже эоцена и олигоцена, эволюционные преобразования в различных группах морской и континентальной биоты. Монография сопровождается серией литолого-фациальных и палеогеографических карт.

Для геологов, палеонтологов, биостратиграфов.

Ильин А.В. Фосфориты Западного полушария. – 15 л.

В книге рассмотрена геология палеозойских, мезозойских, кайнозойских месторождений фосфоритов Северной и Южной Америки, в частности месторождения пермской формации Фосфория в Скалистых горах, миоценовые месторождения Флориды и Каролины, плиоценовые и четвертичные фосфориты, недавно разбуренные на шельфе Перу. Книга составлена по материалам проекта "Фосфориты" Международной программы геологической корреляции и наблюдений автора. Анализируются общие (глобальные) проблемы фосфогенеза с привлечением данных, полученных при глубоководном бурении.

Для геологов, рудников.

Проблемы литологии Мирового океана (Литология осадочного чехла Тихого океана). – 20 л.

Книга посвящена актуальным проблемам литологии океанов. Основу ее составляют результаты детального литологического, фациального и минералогического изучения авторами кернов глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер" (США) по 26 рейсам и около 100 скважинам. Обширный материал позволил впервые вскрыть пространственные и временные закономерности размещения фациальных областей и минералогических провинций глинообразования в мезозое и кайнозое для акваторий Тихого океана. Весь фактический материал новый и публикуется впервые.

Для геологов, океанологов, географов, экологов.

Проблемы происхождения нефти и газа. – 10 л.

В книге основное внимание уделено вопросам моделирования процессов нефтегазообразования, закономерностям размещения залежей, балансовой стороне проблемы в схеме главной фазы нефтегазообразования, роли и месту органической геохимии в изучении проблем нефтегазоносности осадочного покрова и сопредельных с ним водонапорных систем.

Для геологов-нефтяников, геохимиков.

Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава (морфология, фациальный состав, петрология и металлогения). – 17 л.

В книге рассмотрены морфология, внутренняя структура, механизм образования, петрогенезис и рудоносность субвулканических кислых интрузий. Выделены два контрастных типа субвулканических интрузий и построены их обобщающие модели. Рассмотрено соотношение субвулканических образований с покровными фациями и гипабиссальными гранитоидами. Приведены данные, свидетельствующие об образовании гипабиссальных гранитоидов на месте путем магматического замещения. Показано решающее значение окислительно-восстановительных условий на металлогеническую специализацию магматических пород.

Для геологов, петрологов, вулканологов.

Эволюция геологических процессов в истории Земли. 23 л.

Авторы статей в сборнике – крупные специалисты в различных областях геологических наук. Рассмотрены с приведением многочисленных новых фактов различные стороны недавно возникшего нового учения об эволюции геологических процессов в верхней части земной коры и на ее глубине; общие философские вопросы, новые парадигмы, пришедшие на смену принципам актуализма; вопросы эволюции отдельных геологических процессов: тектонических, седиментационных, магматических и др.; вопросы эволюции в истории Земли; условия образования полезных ископаемых.

Для специалистов всех областей геологии и геофизиков.

**АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ
РОССИЙСКОЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ "АКАДЕМКНИГА"**

Магазины "Книга-почтой"

117393 *Москва*, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;

197345 *Санкт-Петербург*, ул. Петрозаводская, 7

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

690088 *Владивосток*, Океанский пр-т, 140 "Книга-почтой"

620151 *Екатеринбург*, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой")

664003 *Иркутск*, ул. Лермонтова, 289 ("Книга-почтой")

660049 *Красноярск*, пр-т Мира, 84

103009 *Москва*, ул. Тверская, 19-а

117312 *Москва*, ул. Вавилова, 55/7

117383 *Москва*, Мичуринский проспект, 12

630076 *Новосибирск*, Красный пр-т, 51

630090 *Новосибирск*, Морской пр-т, 22 ("Книга-почтой")

142284 *Противно Московской обл.*, ул. Победы, 8

142292 *Пушино Московской обл.*, МР "В", 1 ("Книга-почтой")

443002 *Самара*, пр-т Ленина, 2 ("Книга-почтой")

191104 *Санкт-Петербург*, Литейный пр-т, 57

199164 *Санкт-Петербург*, Таможенный пер., 2

194064 *Санкт-Петербург*, Тихорецкий пр-т, 4

634050 *Томск*, наб. реки Ушайки, 18

450059 *Уфа*, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга-почтой")

450025 *Уфа*, ул. Коммунистическая, 49

Магазин "Академкнига" в Татарстане:

420043 *Казань*, ул. Достоевского, 53