



ISSN 0002-3272

М. Г. Леонов

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ— ОПЫТ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М.Г. ЛЕОНОВ
ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЙ
МЕТАМОРФИЗМ —
ОПЫТ
ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА

Труды, вып. 433

Основаны в 1932 г.



МОСКВА
"НАУКА"
1988

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

M.G. Leonov

GREENSCHIST METAMORPHISM — EXPERIENCE
IN GEODYNAMIC ANALYSIS

Transactions, vol. 433

Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа / М.Г. Леонов. — М.: Наука, 1988. — 134 с. — (Тр. ГИН; Вып. 433). — ISBN 5-02-002104-0

В работе обсуждаются проблемы геотектонических (палеотектонических, палеогеографических, структурных) условий проявления зеленосланцевого метаморфизма. Описаны зеленосланцевые толщи Южного Тянь-Шаня и дна современных океанов. Рассмотрены геологические аспекты структурно-вещественных преобразований горных пород и роль этих преобразований в процессе формирования земной коры.

Ил. 54. Библиогр.: 115 назв.

Рецензенты: *С.Г. Самыгин, К.Б. Сеславинский*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев (главный редактор),

В.Г. Гербова, член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер*,

В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *А.С. Перфильев*

Reviewers: *S.G. Samygin, K.B. Seslavinsky*

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR

Academy of Sciences *P.P. Timofeev* (Editor-in-Chief),

V.G. Gerbova, Corresponding Member of the USSR
Academy of Sciences *A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov*

Responsible editor

Doctor on geology and mineralogy *A.S. Perfilov*

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфизм как один из факторов структурно-вещественных преобразований горных пород, слагающих литосферу, играет огромную роль в эволюции состава и строения верхней оболочки нашей планеты. Значение метаморфизма в этом процессе стоит в одном ряду с такими явлениями, как осадконакопление, вулканизм, тектоническая перестройка земной коры.

Изучение метаморфизма как самостоятельного геологического явления до последнего времени было прерогативой специалистов, занимающихся изучением вещественного состава и физико-химических условий возникновения горных пород, т.е. прерогативой петрографов и петрологов. И с этой точки зрения явление метаморфизма изучено чрезвычайно глубоко и полно. Что же касается собственно геологических аспектов проявления метаморфических процессов, то здесь ситуация сложнее, так как до сих пор мы очень мало знаем о сущности тех палеотектонических и палеогеографических обстановок, которые были характерны для времени проявления метаморфических процессов (исключая контактовый термальный метаморфизм). Наши представления обычно не идут дальше понимания очень общих, хотя и достаточно твердо установленных положений о приуроченности метаморфизма к областям древних платформ, щитов, осевых зон складчатых сооружений, зон погружения или повышенного теплового потока и т.д. В подавляющем большинстве случаев описание палеотектонической и палеогеографической обстановок времени проявления метаморфических процессов очень схематично и не отражает всей сложности историко-геологического развития региона и места метаморфизма в этом развитии. Очевидно, что если метаморфические процессы проявляются в определенное время и в определенных структурах, то должны существовать внутренняя связь между ними и определенное взаимное влияние метаморфических процессов на общую геодинамическую обстановку района и наоборот. Однако именно эти связи, изучение которых может раскрыть многие закономерности развития земной коры, как правило, остаются за рамками исследования как петрографов и петрологов (у которых иная задача), так, к сожалению, и геологов¹. Большое внимание уделяется изучению структуры метаморфических толщ, но это направление, как правило, не преследует общегеологических целей и имеет скорее методический характер.

Такое положение связано не только с различной постановкой задач специалистами-вещественниками, с одной стороны, и геологами широкого профиля — с другой, но и с вполне объективными причинами. В подавляющем большинстве случаев, особенно когда мы имеем дело с высокомета-

¹ В этом отношении выделяются работы Н.Л. Добрецова, А. Миясиро, Г.Г. Дук и некоторых других петрологов, которые большое внимание уделяют именно геологическим обстановкам времени проявления метаморфизма. Среди работ, посвященных этим проблемам, нужно также отметить работы М.Л. Сомина по Кубе, сводки А.Б. Бакирова [1978] и В.Н. Шванова [1983] по метаморфическим образованиям Тянь-Шаня.

морфизованными толщами пород, метаморфиты в процессе длительной геологической эволюции и вещественно-структурных преобразований теряют свои изначальные связи с неизменными разностями пород. И восстановление первичных палеотектонических и палеогеографических обстановок, которые существовали в период проявления метаморфических процессов, сильно затруднено, а порой и просто невозможно из-за частичной или полной переработки пород, подвергшихся метаморфизму. Но так дело обстоит не везде и не всегда.

В строении сиалического слоя земной коры участвует несколько различных по своему происхождению комплексов геологических образований: вулканогенно-осадочный чехол, интрузивные образования и метаморфический комплекс. Последний возник в результате изменений горных пород в условиях, отличных от изначальных. Проведение четкой границы между метаморфическими образованиями, с одной стороны, и вулканогенно-осадочными и магматическими породами — с другой, вызывает значительные трудности, так как степень структурно-вещественных изменений может быть совершенно различна (от едва заметных до полного перерождения). Этой пограничной области соответствует комплекс, который, обладая всеми особенностями настоящих метаморфических пород, сохраняет многие первичные признаки своего происхождения (осадочного, вулканогенного и пр.) и имеет непосредственные переходы в неметаморфизованные образования. Речь идет о породах зеленосланцевой ступени (фации) метаморфизма. Изучение именно этого комплекса пород может дать важную информацию о геологических условиях его формирования.

Изучение зеленосланцевого метаморфизма и геологических условий его проявления интересно и с других точек зрения.

Толщи пород, претерпевших зеленосланцевый метаморфизм, развиты во многих районах мира. Они формируют протяженные пояса, например, в Японии, Новой Зеландии, в Альпах, на Тянь-Шане и во многих других регионах мира. Появились данные о наличии пород, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой фации, в разрезах дна современных океанов. Естественно предположить, что столь мощные и широко распространенные комплексы пород должны отражать своим существованием важные закономерности становления и развития земной коры.

В последнее десятилетие большое внимание уделяется изучению офиолитовой ассоциации, которая, по мнению большинства современных исследователей, представляет собой реликты океанической коры геологического прошлого. Но породы офиолитовой ассоциации практически везде пространственно связаны с проявлением зеленосланцевого метаморфизма, и это наталкивает на мысль о существовании определенной парагенетической связи между ними. Если это так, то изучение зеленосланцевых толщ может помочь в выявлении новых данных по структурной эволюции офиолитовых комплексов. Наконец, зоны зеленосланцевого метаморфизма во многих районах связаны с различного типа оруденением, что придает изучению проблемы зеленосланцевого метаморфизма и чисто практическое значение.

Остановимся еще на одном аспекте, который подчеркивает важность изучения геологии метаморфизма. Разделение метаморфических пород основано на принципах физико-химического равновесия при кристаллизации минералов, т.е. по *РТ*-условиям их образования. Принцип этот был намечен еще в конце прошлого века и окончательно сформулирован П. Эскола в 1920 г. в виде концепции метаморфических фаций. Эта концепция предопределяет главенствующее значение в процессе метаморфизма температуры и литостатического (всестороннего) давления. Но во многих (если не в большинстве) метаморфических породах очень четко отражено влияние одностороннего давления

(стресса). Оно выражено в деформации минеральных зерен и крупных объемов горных пород, в дифференциальных движениях, в закономерной пространственной ориентировке минералов, как кристаллизующихся вновь, так и перекристаллизовывающихся, устойчивых в данной физико-химической обстановке, состав которых до и после метаморфизма остается неизменным, и т.д.

Влияние одностороннего давления выражено не только в изменении структуры пород, но и в том, что повышение одностороннего давления понижает температуру кристаллизации, а структурная перестройка облегчает циркуляцию поровых растворов и тем самым ускоряет протекание метаморфических реакций. Но вот в вопросе об общем принципиальном значении одностороннего давления для процесса метаморфизма мнения ученых расходятся. Согласно одной точке зрения, минеральные реакции определяются исключительно составом породы и существующими условиями литостатического давления и температуры [Винклер, 1979], тогда как функцией стресса является только структурообразование [Лукьянов, 1986]. Другие исследователи придают одностороннему давлению значение самостоятельного или, во всяком случае, реального фактора метаморфизма [Елисеев, 1963; Мясликов и др., 1986; Хорева и др., 1970]. Некоторые геологи [Чередниченко, 1964] считают, что существенным фактором метаморфических преобразований является пластическое течение. Но поскольку пластическое течение является прежде всего отражением реакции горных пород на их сложное напряженное состояние, при котором на литостатическое давление накладывается простое одностороннее сжатие, растяжение или чистый сдвиг, то исторически сложилось так, что в геологической литературе чаще обсуждается вопрос не о значении пластического течения в процессе метаморфических преобразований, а о роли одностороннего давления (стресса). Ясно, что одностороннее давление при метаморфических процессах в подавляющем большинстве случаев приводит к частичной или полной текстурно-структурной перестройке горных пород, связанной с их пластическим течением. А если это так (а это несомненно так!), то метаморфизм горных пород в условиях пластического течения должен приводить к определенным геологическим следствиям: влиять тем или иным образом на общую структуру области проявления метаморфических процессов, находить отражение в палеотектонических особенностях эволюции этой области и т.д.

Наиболее удобным объектом для изучения влияния геодинамического режима на структурно-вещественные преобразования горных пород и тех геологических следствий, которые вызываются этими преобразованиями, являются толщи зеленых сланцев. Это обусловлено несколькими вполне очевидными причинами: зеленые сланцы являются наиболее распространенными метаморфическими породами складчатых поясов неогей; в толщах зеленых сланцев чаще, чем в других типах метаморфических пород, сохраняются черты первичного происхождения и взаимопереходы с неметаморфизованными образованиями, наблюдаются все степени структурно-вещественного преобразования, от очень слабой до полной переработки первичных пород (что позволяет изучать все стадии процесса), отчетливо фиксируется действие одностороннего давления.

Следует подчеркнуть, что речь пойдет главным образом именно о сланцах, т.е. о породах, испытавших не только вещественное перерождение в определенных термодинамических условиях, свойственных зеленосланцевой фации метаморфизма, но и существенную текстурно-структурную перестройку.

Все вышеизложенное и послужило основанием для постановки исследования, направленного на решение трех наиболее важных с общегеологической точки зрения вопросов проявления зеленосланцевого метаморфизма.

1. В каких геологических (геодинамических) условиях проявляется зеленосланцевый метаморфизм?

2. Какие геологические процессы сопровождают зеленосланцевый метаморфизм и как они влияют на общую геодинамику области проявления метаморфизма?

3. Каковы геологические следствия проявления данных метаморфических процессов?

В качестве основного объекта исследования было выбрано складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня, где широко развиты толщи зеленых сланцев, а проведение целенаправленных исследований облегчается неплохой изученностью региона.

Работа не претендует на окончательное решение поставленных в ней вопросов. Это, скорее всего, постановка проблемы с целью привлечь внимание исследователей к определенному ракурсу изучения явлений метаморфизма. И я отдаю себе отчет в том, что многие решения как регионального, так и более общего характера не бесспорны и нуждаются в дальнейшем обосновании и проверке. Но вести целенаправленные исследования в этом направлении необходимо, и если та постановка проблемы, которой посвящена эта книга, стимулирует дальнейшую работу по изучению геологических условий проявления метаморфизма, то можно считать, что мы достигли цели.

Исследование выполнено в рамках тематики Геологического института АН СССР и Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран "Земная кора (структура, эволюция, металлогения)". Автор искренне признателен ныне покойному академику А.В. Пейве за поддержку и помощь в проведении данного исследования, сотрудникам Геологического института А.В. Лукьянову, А.С. Перфильеву, Л.М. Расцветаеву, Н.А. Штрейсу, с которыми неоднократно обсуждались проблемы, изложенные в работе, а также Е.Г. Корольковой за литературную редакцию и большую работу по подготовке рукописи к публикации.

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОГО МЕТАМОРФИЗМА И МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-геотектоническом смысле Южный Тянь-Шань (рис. 1) представляет собой юго-западную часть Урало-Монгольского пояса. На севере по Южно-Ферганскому и Иныльчекскому разломам он граничит с более древними структурами Срединного Тянь-Шаня, а на юге — с древними кристаллическими массивами Тарима — Южного Гиссара и находящимися между ними структурами Центрального Памира. Геосинклинальное развитие Южного Тянь-Шаня происходило в герцинское время и привело к формированию складчатой области со сложным и неоднородным строением. Именно сложность и неоднородность строения вызвали проявление различных представлений о закономерностях геотектонического развития Южного Тянь-Шаня. Одни исследователи [Абдуллаев, 1978, 1979; Ахмеджанов и др., 1967; Довжиков, 1977] считают, что Южно-Тянь-Шаньская геосинклиналь заложилась на коре континентального типа, на платформенном основании. Другие геологи [Буртман, 1976; Макарычев, 1978], учитывая признанную в настоящее время аналогию между офиолитовой ассоциацией складчатых областей и корой современных океанов, приходят к выводу, что геосинклинальному развитию предшествовала океаническая стадия.

Разнятся и структурно-геологические представления исследователей. Одни придерживаются концепции преобладания вертикальных движений блоков земной коры [Довжиков, 1987; Кухтиков, 1968; Резвой, 1959], другие связывают образование современной структуры Южного Тянь-Шаня со значительными горизонтальными перемещениями горных масс [Биске и др., 1981; Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Поршняков, 1973]. В настоящее время, как мне представляется, уровню современных знаний по строению и истории развития Южного Тянь-Шаня соответствуют две модели геотектонического развития, предложенные Г.С. Поршняковым [1973] и учитывающие существование значительных шарьяжных перекрытий (рис. 2,а). Первая модель предполагает последовательное раздавливание вулканогенных синклинорных прогибов с двусторонним поддвижением и втягиванием земной коры в осевых зонах этих прогибов. Вторая исходит из предположения об образовании "односторонних покровов, корни которых лежат в зонах глубинных разломов, ограничивающих первичную палеозойскую синклиналь" [Поршняков, 1973, с. 204]. Г.С. Поршняков вначале придерживался первого варианта, но в последнее время [Биске и др., 1981] отдает предпочтение гипотезе односторонних покровов. Эта гипотеза была развита В.С. Буртманом [Буртман, 1976] (рис. 2,б) и Г.И. Макарычевым [1978], которые внесли в нее представления о существовании палеозойского океанического пространства (Туркестанского океана). При этом Г.И. Макарычев выдвинул важный тезис о "зарождении островов гранитно-метаморфического слоя в конце океанической стадии, что обуславливает последующую структурную неоднородность геосинклиналей" [1978, с. 79].

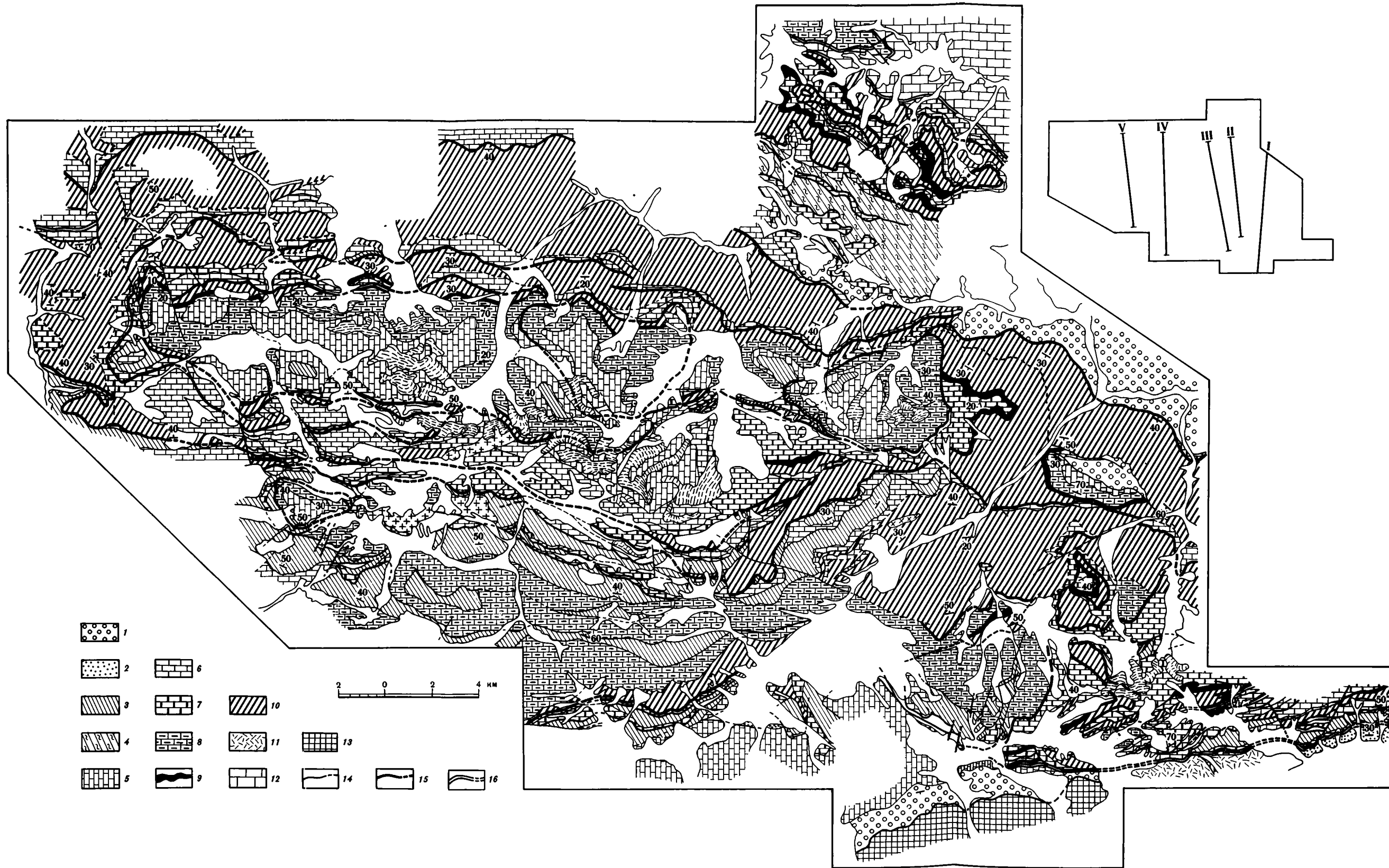


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления

1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — верхнепалеозойский флиш; 3, 4 — кремнисто-терригенные отложения верхнего литостратиграфического комплекса (D_2-C_1); 3 — неметаморфизованные, 4 — метаморфизованные; 5—8 — карбонатные отложения среднего литоформационного комплекса (S_2-D_2); 5 — известняки нижнего-среднего девона, 6 — известняки верхнего лудлова, 7 — известняки и доломиты нижнего лудлова, 8 — известняки и доломиты, верхний силур нерасчлененный; 9, 10 — образования нижнего литостратиграфического комплекса ($R? - Siln-w$); 9 — доломиты фавозитового горизонта, 10 — доломиты, кварциты, вулканогенные и терригенные отложения метаморфизованные; 11 — палеозойские вулканы Гиссарского хребта; 12 — отложения нижнего-среднего палеозоя нерасчлененные; 13 — метаморфические толщи Гиссарского хребта; 14—16 — разрывы; 14 — границы тектонических чешуй, 15 — границы крупных пластин и тектонических покровов, 16 — границы Зеравшано-Гиссарской зоны

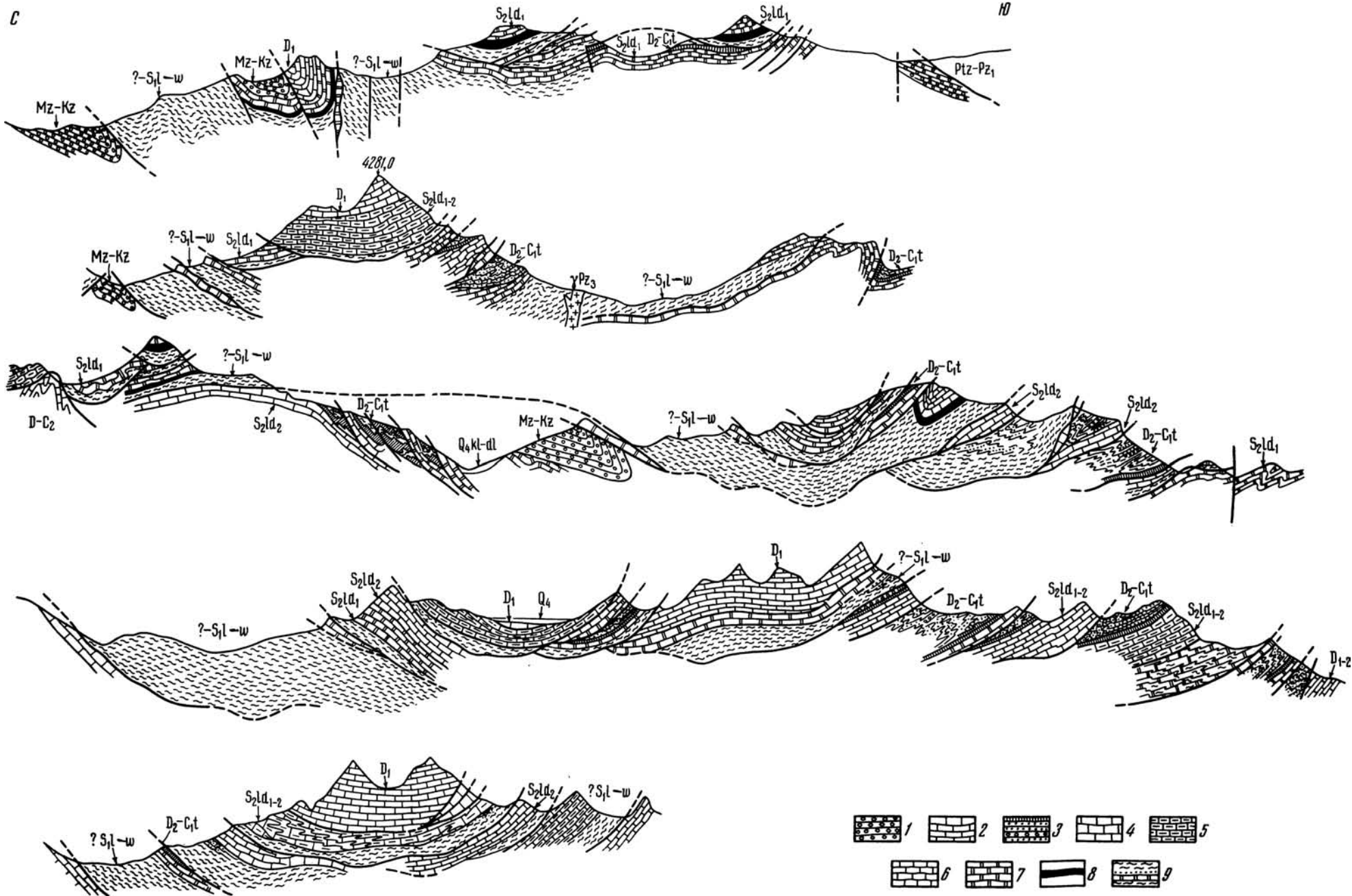


Рис. 4. Геологические профили к карте на рис. 3

1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — нерасчлененные палеозойские отложения; 3 — кремнисто-терригенные отложения верхнего литостратиграфического комплекса; 4—7 — отложения среднего литостратиграфического комплекса: 4 — известняки нижнего-среднего девона, 5 — известняки верхнего силура нерасчлененного, 6 — известняки верхнего лудлова, 7 — известняки и доломиты нижнего лудлова; 8, 9 — образования нижнего литостратиграфического комплекса: 8 — фаунозитовый горизонт, 9 — метаморфизованные вулканогенно-терригенные породы, доломиты, известняки. Местоположение геологических разрезов см. на рис. 3

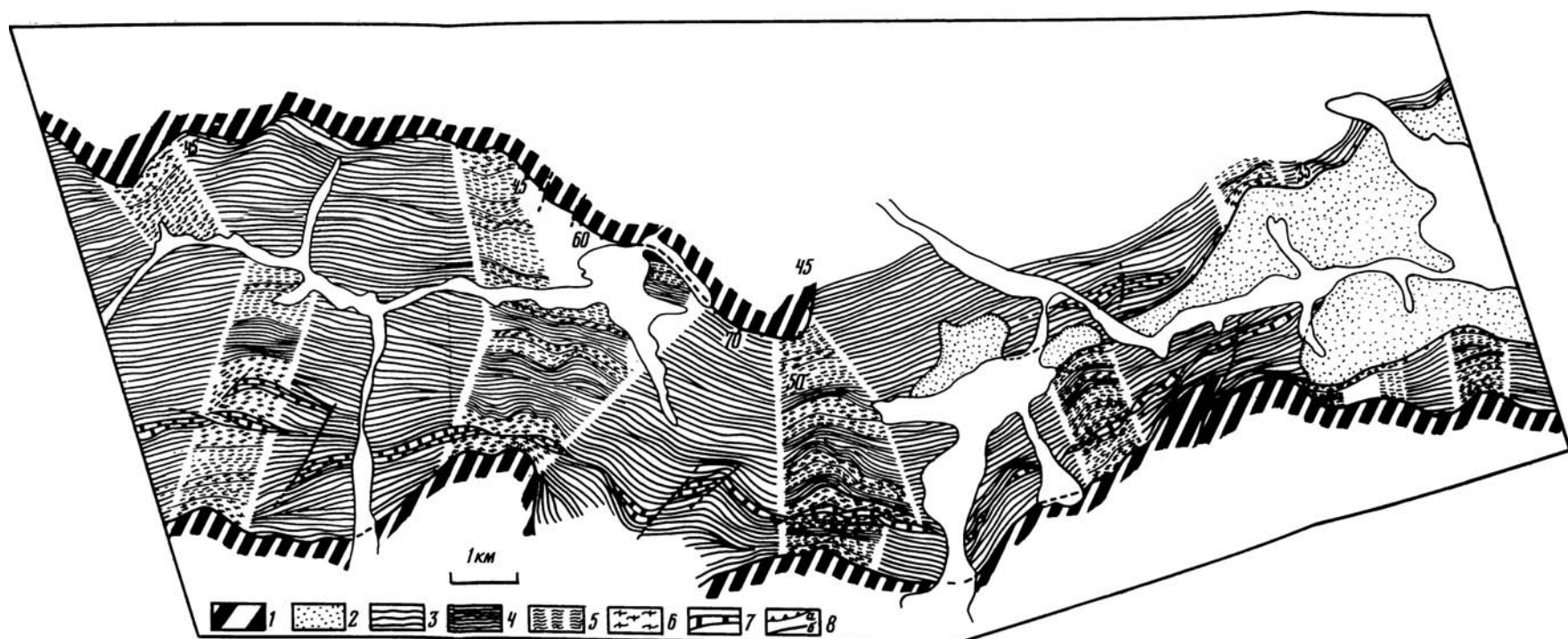


Рис. 8. Схема распределения интенсивности структурно-текстуальной перестройки горных пород нижнего литостратиграфического комплекса

На схеме видно чередование полос различной степени структурной перестройки горных пород. Ориентировка полос совпадает с ориентировкой общей структуры и первичных плоскостей напластования пород. 1 — карбонатные породы среднего литостратиграфического комплекса; 2 — мезозойские отложения; 3 — область выходов метаморфических сланцев нижнего литостратиграфического комплекса; 4—6 — условные степени структурно-вещественных преобразований пород: 4 — слабая, 5 — средняя, 6 — высокая; 7 — будины карбонатных пород в поле зеленых сланцев; 8 — разломы: а — надвиги, б — сдвиги и сбросы

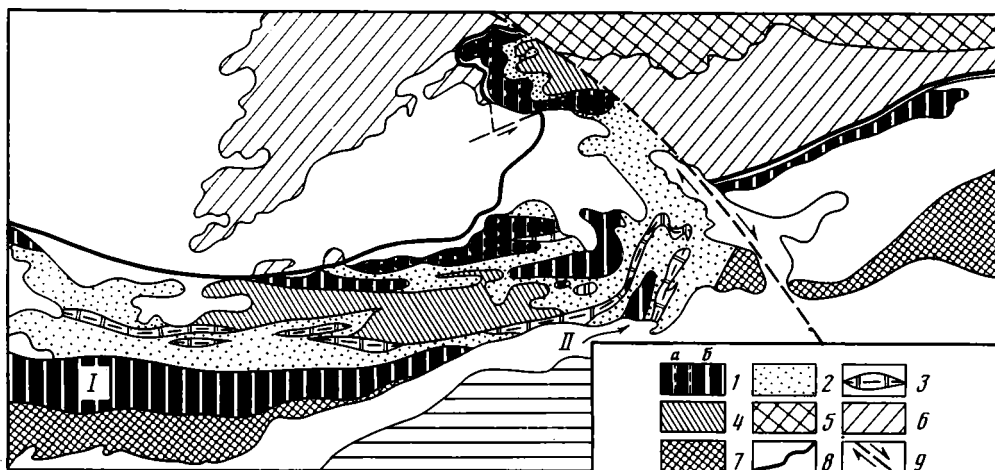


Рис. 1. Схема основных палеотектонических элементов Южного Тянь-Шаня (с использованием материалов В.С. Буртмана и Г.С. Поршнякова)

1 — зоны выходов пород внутрибассейновых вулканических гряд а — шарьированные на отложениях структурно-формационных зон, б — корневые зоны; 2 — зоны выходов пород относительно глубоководных прогибов и впадин и отложений склонов вулканических поднятий; 3 — выходы пород амфиболитовых внутрибассейновых гряд 4 — выходы пород миогеосинклинального типа (чехол микроконтинентов?); 5 — каледониды; 6 — породы миогеосинклинального типа северного шельфового обрамления Туркестано-Алайского "океанического" пространства; 7 — Таримский, Сулутерекский, Южно-Гиссарский кристаллические массивы; 8 — северная граница складчатой области Южного Тянь-Шаня; 9 — Талассо-Ферганский разлом. I — район Гапза-Чимтаргинского горного узла; II — Сугутский метаморфический блок

Развивая концепцию односторонних покровов, В.С. Буртман и Г.И. Макарычев понимали общий ход процесса по-разному. В.С. Буртман отдавал предпочтение структурному фактору формирования континентальной коры, тогда как Г.И. Макарычев — направленной вещественной эволюции. Существовали разногласия у этих исследователей и по вопросу о направлении движения горных масс в палеозое. В.С. Буртман принимает движение покровов с севера на юг, из области океанической сутуры, раздавленной жесткими массами Киргизского и Алайского континентов, и перебрасывание отложений различных структурно-формационных зон друг через друга. Этой точки зрения придерживается в настоящее время и Г.С. Поршняков [Биске и др., 1981]. Г.И. Макарычев, напротив, считает, что покровы двигались с юга на север, из области океанического пространства, без существенного перебрасывания образований различных структурно-формационных зон друг через друга.

Таковы в самых общих чертах современные представления о геотектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в палеозойское время. Перечисленные модели содержат много конструктивных элементов и представляют собой мощный шаг вперед в разработке как проблемы развития собственно Южного Тянь-Шаня, так и общей теории формирования складчатых областей. Но в то же время эти модели практически не учитывают существование мощных зеленосланцевых толщ, которые по площади занимают не менее четвертой части складчатой области. Одна только Зеравшано-Гиссарская (вместе с Восточно-Алайской) зона с мощными толщами ягнобских и сугутских сланцев при ширине 25—40 км имеет протяженность более чем 500 км. Изучение зеленосланцевых толщ позволяет, как мы увидим, полнее понять историю геотектонического развития складчатой области и глубже осознать ту роль, которую играют в этом развитии процессы метаморфизма.

Толщи зеленосланцевых пород широко развиты в пределах Южного Тянь-

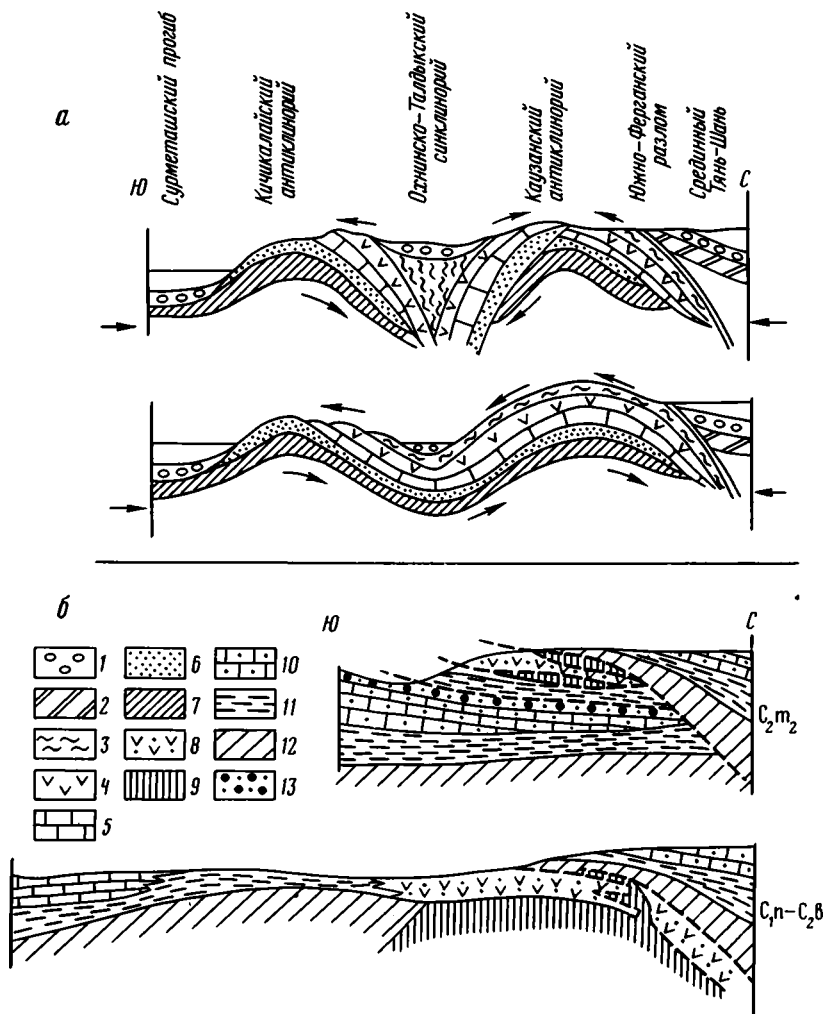


Рис. 2. Модели геотектонического развития Южного Тянь-Шаня в палеозое по Г.С. Поршнякову [1973] (а) и В.С. Буртману [1976] (б)

1 — верхнепалеозойские молассово-флишоподобные толщи; 2 — среднепалеозойские терригенно-карбонатные толщи Среднего Тянь-Шаня; 3—7 — формационные типы разрезов среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня: 3 — метаморфизованные, 4 — вулканогенные, 5 — известняковые, 6 — терригенные, 7 — известняково-доломитовые; 8, 9 — породы Туркестанской океанической структуры: 8 — вулканогенные отложения, 9 — гнейзы, базальты и габброиды океанического фундамента; 10—12 — породы Алайского и Киргизского континентов: 10 — среднепалеозойские карбонатные отложения, 11 — среднепалеозойские терригенные и кремнистые отложения эпохи шарьирования, 12 — нижнепалеозойские и докембрийские образования; 13 — флишевые и олигостромовые отложения эпохи шарьирования

Шаня. Это учкудукская свита в Тамдытау и Букунтау, итуннысайская свита Северо-Нуратинских гор, атбашинская свита хребта Атбаша, майлисайская свита Северной Ферганы, канская свита Южно-Ферганской зоны, сланцы сугутской серии Восточно-Алайского хребта, ягнобские и другие сланцы Зеравшано-Гиссарской зоны и пр.

В большинстве районов зеленосланцевые толщи образуют тектонические клинья, чешуи, незначительной протяженности зоны, имеющие тектонические контакты с окружающими их породами, что сильно затрудняет понимание их места в общем ряду геосинклинальных образований. Но одной из при-

мечательных черт зеленых сланцев является их структурная приуроченность к зонам раннегерцинского основного вулканизма и к синклинорным структурам [Поршняков, 1973]. Ягнобские сланцы слагают крупную синклинорную структуру, входящую в состав Зеравшано-Гиссарской зоны, сланцы сугутской серии залегают в центральной части Терекдаванского синклинория, в Охнинско-Талдыкском синклинории зеленосланцевые толщи выполняют его центральную часть.

В пределах Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон зеленые сланцы формируют мощные толщи значительной протяженности, занимающие вполне определенную позицию в стратиграфическом разрезе и в структуре, что делает изучение этих зон особенно перспективным для понимания роли зеленосланцевого метаморфизма в истории становления складчатой области. В пределах Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон (см. рис. 1) наиболее благоприятными объектами для изучения являются Ганза-Чимтаргинский горный массив и Сугутский блок.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО МАССИВА

Ганза-Чимтаргинский массив (рис. 3, см. вкл.), являющийся центральной частью Фанских гор, занимает частично северный склон Гиссарского и частично южный склон Зеравшанского хребтов. В схемах тектонического районирования территория Фанских гор соответствует центральному участку Зеравшано-Гиссарской зоны [Поршняков, 1973] или средней части Центральногогиссарской [Кухтиков, 1968]. Трудami многих исследователей разработана в основных чертах стратиграфическая схема отложений, слагающих Фанские горы и сопредельные районы, и расшифрованы многие особенности тектонического строения и проявлений метаморфизма.

Детальное описание разреза Ганза-Чимтаргинского массива будет дано в следующих разделах, здесь отметим лишь, что разрез сформирован отложениями единой формационной зоны и включает три литоформационных комплекса: нижний — терригенно-вулканогенный, метаморфизованный (рифей? — нижний силур), средний — карбонатный (верхний силур — средний девон) и верхний — кремнисто-терригенный (средний девон — верхний? карбон).

В данной работе использованы термины "пластическая деформация" и "пластическое течение". В соответствии с общепринятым мнением пластической деформацией мы называем необратимую деформацию твердых тел без потери ими сплошности, невзирая на наличие местных хрупких нарушений, возникающих при этом процессе [Тернер, Ферхуген, 1961]. Пластическая деформация на микроуровне может проявляться как межзерновое скольжение, трансляционное скольжение по кристаллографическим плоскостям, растворение и переотложение вещества и т.д. Геологическим выражением пластической деформации на микроуровне являются вращение минеральных зерен, микросланцеватость, ориентированное расположение кристаллов и агрегатов и т.д.

Поскольку для горных пород пластическая деформация может рассматриваться как течение материала в твердом состоянии [Ажгирей, 1966], под пластическим течением понимается [Тернер, Ферхуген, 1961] дифференциальное

движение частиц напряженного тела, являющееся следствием пластической деформации, при сохранении пространственной целостности массы. Геологическим следствием пластического течения горных масс на макроуровне являются сланцеватость, плейчатость, гофрировка и микроскладки, будинаж и разлинзование, структуры вращения, удлинение (уплощение или другое изменение формы) первоначально изометрических включений, линейность структурных элементов и пр. В процессе пластического течения возникают и хрупкие деформации. Те из них, которые не приводят к нарушению внутренней целостности пластически деформируемого объема пород, можно рассматривать как одно из проявлений общего пластического течения. Хрупкие деформации, которые нарушают внутреннее единство деформируемого тела, имеют самостоятельное значение. Таким образом, пластическое течение — это суммарный эффект пластической (и хрупкой, не нарушающей внутренней связности деформируемого тела) деформации, которая захватывает определенный объем горной породы и находит отражение в образовании геологических структур, свидетельствующих о реальном перемещении вещества без нарушения его сплошности.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО МАССИВА

Ганза-Чимтаргинский массив (см. рис. 3; рис. 4, см. вкл.) сложен в основном образованиями палеозойского возраста, и речь пойдет прежде всего о структуре палеозойских толщ. Тектоническая структура мезозойско-кайнозойских образований будет рассмотрена только с точки зрения влияния молодых движений на изменение и усложнение структуры, сформированной в конце палеозоя.

Структурное ограничение

Область распространения разрезов палеозоя, характеризующихся широким развитием зеленых сланцев, с юга и с севера ограничена разломами, которые представляют собой надвиги, наклоненные во встречном направлении.

Южный разлом отделяет область распространения разрезов ганза-чимтаргинского типа от расположенных южнее Каракуль-Зиддинской и Хазрет-Дукдонской зон. Имея субширотное простирание, разлом в бассейнах рек Зидда и Майхур прослеживается вдоль южного склона Гиссарского хребта, затем в районе перевала Казнок переходит на северный склон Гиссарского хребта, трассируется через оз. Искадеркуль, перевалы Дукдон и Тавасанг к северному подножию гряды Хазрет-султан. Плоскость разлома наклонена в северном направлении, углы падения меняются от 70—80 до 20—50°. В бассейнах рек Зидда и Майхур с зоной разлома ассоциируют мощные (до 200—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. Обломки частую раздроблены и развальцованы. Наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. К западу зона брекчий выклинивается, и разлом выражен в виде единой плоскости, по которой образования Зеравшано-Гиссарской зоны тектонически перекрывают верхнепалеозойские флишевые отложения, карбонатные толщи девона и другие породы зон, расположенных к югу от разлома.

Выше главной плоскости надвига наблюдается зона тонких тектонических чешуй, сформированных различными горизонтами разреза Зеравшано-Гиссарской зоны: зелеными сланцами нижнего палеозоя, известняками и долеритами силура и девона, кремнисто-терригенными образованиями среднего девона — карбона. Чешуи имеют различную мощность — от нескольких десятков до нескольких сот метров. По простиранию чешуи выклиниваются,

образуя сложную линзообразную мозаику. Разделяющие их разломы, ветвясь, расходясь на значительное расстояние и вновь сливаясь друг с другом, образуют петельчатую сетку. Эти разрывы, так же как и плоскость главного разлома, наклонены к северу. Плоскости разломов или совпадают с плоскостями напластования пород, или очень близки к ним.

Граница Зеравшано-Гиссарской зоны с Кштут-Урметанской и Зеравшано-Туркестанской зонами, расположенными севернее, проводится по Зеравшанскому разлому [Кухтиков, 1968], который в пределах изученной территории протягивается вдоль средней части северного склона Зеравшанского хребта. Разлом крутой, но на отдельных участках выполаживается до 40—50° с падением плоскости в южном направлении. Зона северного разлома по строению сходна с зоной южного и имеет аналогичное выражение. Для обоих разломов характерны дегитация, расщепление крупных надвигов на серию более мелких. Образуется как бы веер тектонических блоков и линз, выклинивающихся с глубиной, и серия мелких разрывов, разделяющих эти клинья, объединяется в единую тектоническую плоскость.

Общая характеристика структуры Ганза-Чимтаргинского массива

Ганза-Чимтаргинский массив — это единая структурно-формационная зона со своим специфическим стилем строения. Структура Ганза-Чимтаргинского массива представляет собой синформу, сформированную системой тектонических чешуй, клиньев, пластин и покровов, надвинутых друг на друга и смятых в серию пологих, открытых складок. Все частные тектонические элементы сложены отложениями единого типа разреза. Полный разрез можно наблюдать только в отдельных тектонических элементах, главным образом в осевой части зоны. В большинстве случаев в пределах одного тектонического элемента (покрова, чешуи, клина) сохраняется только та или иная часть первоначально единого разреза.

В частных тектонических элементах обычно сохраняется первичная последовательность напластования пород, а наложение пластин и чешуй друг на друга 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 проявляется не всегда. Сдвигание, а то и страивание разреза наблюдается и в толщах карбонатных пород. При этом известняки и доломиты различных стратиграфических горизонтов образуют тектонические нагромождения значительной мощности.

В пределах Ганза-Чимтаргинского массива (междуречье Искандердарьи и Арчамайдана) синформная структура отчетливо вырисовывается главным образом по верхним структурным элементам, где углы падения на крыльях обычно составляют 10—30°, реже до 50°. Центриклинальные замыкания наблюдаются на востоке в бассейне р. Искандердарьи, на западе в бассейне р. Арчамайдан. Синформа имеет вид овала, вытянутого в субширотном направлении. В нижних структурных элементах фиксируются встречные падения плоскостей напластования, разломов, метаморфической сланцеватости и полосчатости, но по выполаживанию литостратиграфических и тектонических границ к центру структуры вырисовывается и общее синформное строение Ганза-Чимтаргинского массива и Фанских гор в целом.

Главной особенностью структуры Ганза-Чимтаргинского массива является покровно-чешуйчатое строение (см. рис. 4; рис. 5, 6). Выделяются разновеликие тектонические элементы (чешуи, пластины, покровы, клинья), контактирующие друг с другом по разломам. Толщина тектонических чешуй варьирует

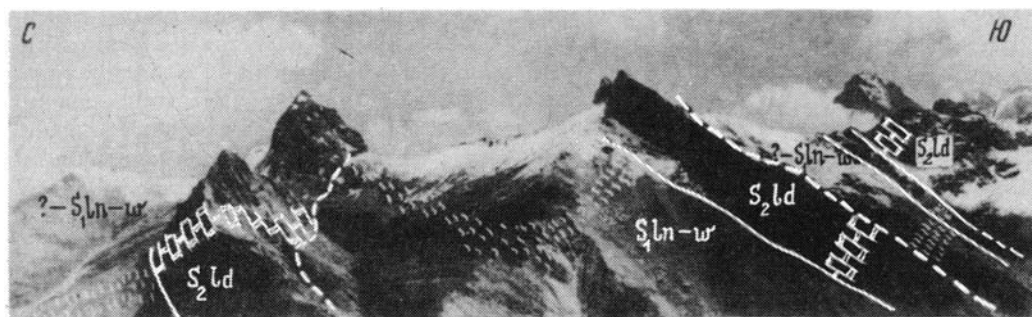
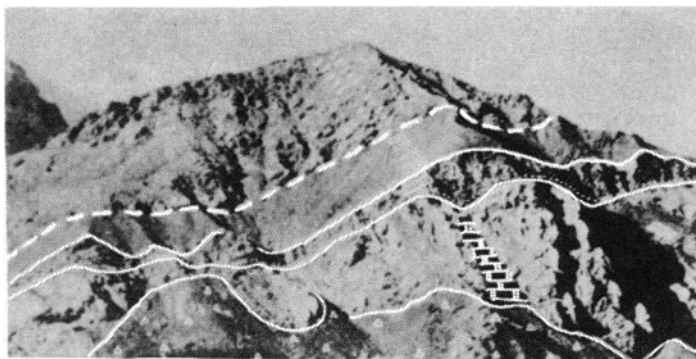


Рис. 5. Тектонические чешуи на северном обрамлении Ганза-Чимтаргинского массива (район оз. Куликалон)

от первых сотен метров до километра и более, протяженность изменяется от первых сотен метров до нескольких километров, в ряде случаев достигая 10 км и более. Вкрест простирания чешуи выклиниваются на расстоянии от нескольких сот метров до нескольких километров. Тектонические чешуи 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 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 — 10—30°. Тектонические плоскости наклонены, как и падения пластов, к центру массива. Особенно четко выполаживание фиксируется в зонах центриклинального замыкания структуры. Плоскости сместителей разрывов обычно субпараллельны поверхностям напластования пород.

Небольшие чешуи и тектонические клинья по простиранию и вкрест простирания сходят на нет. Более крупные тектонические элементы, сложенные породами всех горизонтов литостратиграфической триады, прослеживаются на значительные расстояния или непрерывно, или в виде расположенных на одном простирании линз. Некоторые чешуи прослеживаются 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

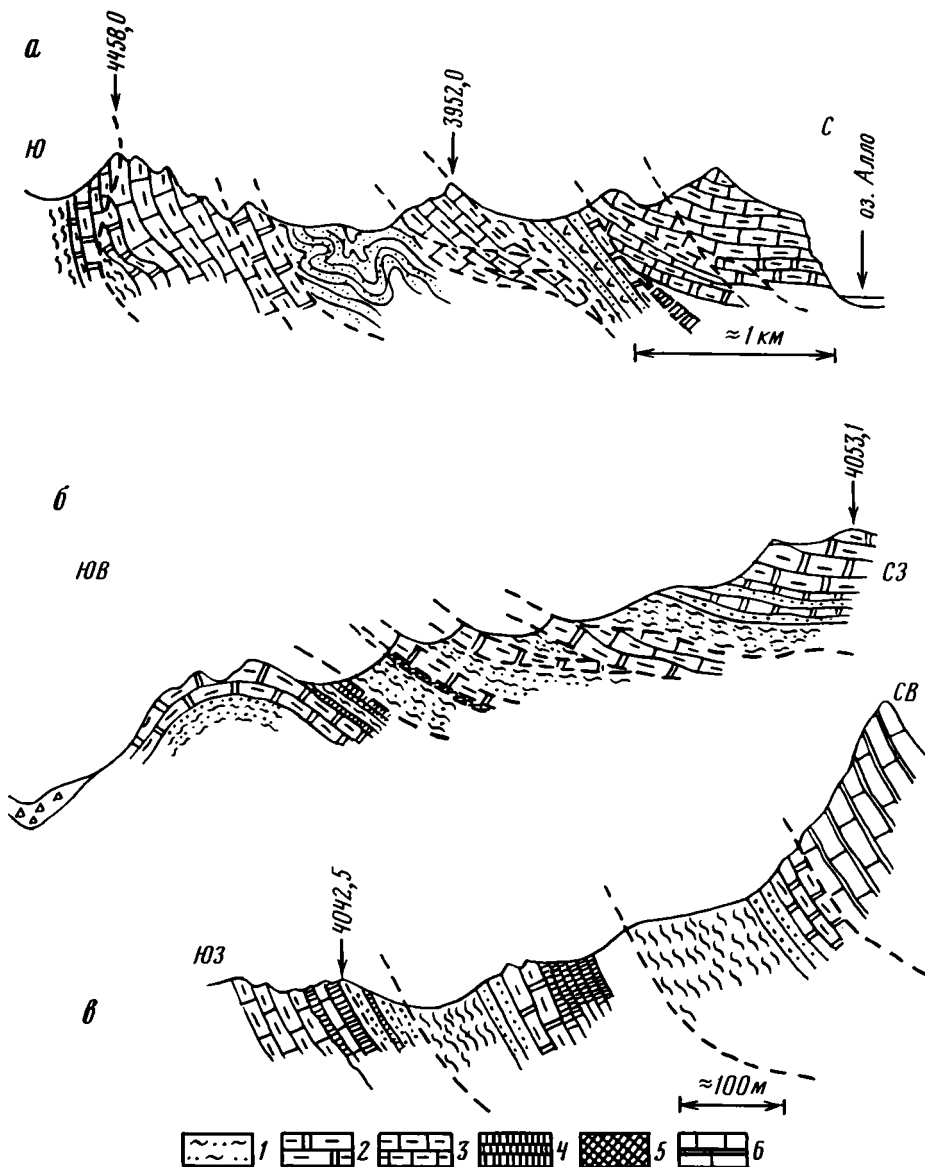


Рис. 6. Тектоническая структура Ганза-Чимтаргинского массива к югу от оз. Алло (а), в верховьях сая Мокшеват (б), на южных отрогах горы Зинах (в)

1 — кварциты, доломиты и зеленые сланцы нижнего литостратиграфического комплекса; 2 — известняки и доломиты нижнего лудлова; 3 — известняки верхнего лудлова; 4 — кремнисто-терригенные отложения верхнего литостратиграфического комплекса (D_2-C_3 ?); 5 — зона тектонического брекчирования; 6 — известняки нижнего—среднего девона

чешуй и тектонических клиньев. Эти зоны (см. рис. 6, профиль б) маркируются обычно и появлением метаморфических пород нижнего литостратиграфического комплекса. Разломы, разделяющие чешуи и клинья в этих зонах, по направлению к центру массива сливаются в единую тектоническую плоскость, которая отделяет друг от друга тектонические элементы более крупного порядка — своеобразные тектонические покровы. Эти разломы, четко карти-

руемые на бортах синформы, по направлению к центру структуры зачастую теряются в толщах метаморфических пород, переходят в зоны пластического течения и не имеют четкого структурного выражения.

С некоторой долей условности, которая определяется общим расчешуиванием и частично исчезновением тектонических линий внутри полей зелено-сланцевых пород нижнего литостратиграфического комплекса, можно выделить четыре тектонических элемента первого порядка, образующие мощный пакет тектонических пластин и покровов Ганза-Чимтаргинского массива. Подошва нижнего покрова трассируется линиями надвигов, ограничивающими с севера и юга Зеравшано-Гиссарскую зону в целом. Подошвы вышележащих тектонических покровов трассируются по сгущению тектонических линий и появлению метаморфических сланцев нижнего и в меньшей степени верхнего литостратиграфических комплексов. Крупные пластины (покровы) образуют пологие синформные структуры с волнистыми днищами и конформны с общей синклинальной структурой массива. Каждая гипсометрически более высокая пластина имеет более простую форму и внутреннюю структуру в сравнении с нижележащими. Например, самая верхняя пластина представляет собой простую синклиналь с пологими ($10\text{--}30^\circ$) углами падения пластов и разломов, разграничивающих тектонические элементы. В пластине фиксируются небольшие надвиги и послойные срывы на границе пород разной компетентности. Пластины, расположенные ниже, деформированы сильнее: форма залегания пород становится более сложной, нижние поверхности пластин деформированы и сматы в систему открытых синклинальных и антиклинальных складок, иногда с запрокинутыми внутренними (обращенными к центру структуры) крыльями.

Пакет отложений Ганза-Чимтаргинского массива деформирован с образованием синклинальных и антиклинальных перегибов большого радиуса кривизны. Ширина складок измеряется километрами, реже сотнями метров. Углы падения на крыльях порядка $10\text{--}50^\circ$, но встречаются и структуры с запрокинутыми крыльями. На границе сочленения синклинальных и антиклинальных перегибов фиксируются тектонические срывы, по которым одни части структуры надвинуты на другие.

Такова в самых общих чертах структура Ганза-Чимтаргинского массива. Она относительно проста в общем плане, но в деталях более сложная. Деформированность толщ разного состава и строения существенно различна, тектоническая структура каждого из литостратиграфических комплексов, помимо общих для всей толщи черт, обладает своими индивидуальными особенностями.

Тектоническая структура пород нижнего литостратиграфического комплекса

Образования нижнего комплекса занимают более трети объема пород Ганза-Чимтаргинского массива, но их распространение неравномерно. Основная масса образует широкую полосу, которая оконтуривает центральную часть Ганза-Чимтаргинского массива с севера, запада и востока. В южном направлении эта полоса сужается и постепенно выклинивается, зажата в тектонических чешуях, сложенных породами среднего (карбонатного) и верхнего (кремнисто-терригенного) комплексов. К центру массива выделяется еще несколько узких полос метаморфитов нижнего комплекса, которые почти непрерывно опоясывают центральную часть массива, сформированную мощными карбонатными толщами среднего комплекса. Эти полосы приурочены к нижним горизонтам тектонических чешуй, пластин и покровов. Полосы метаморфических пород нижнего комплекса приурочены и к краевым частям Зеравшано-Гиссарской зоны. Здесь породы нижнего комплекса слагают мелкие чешуи и клинья,

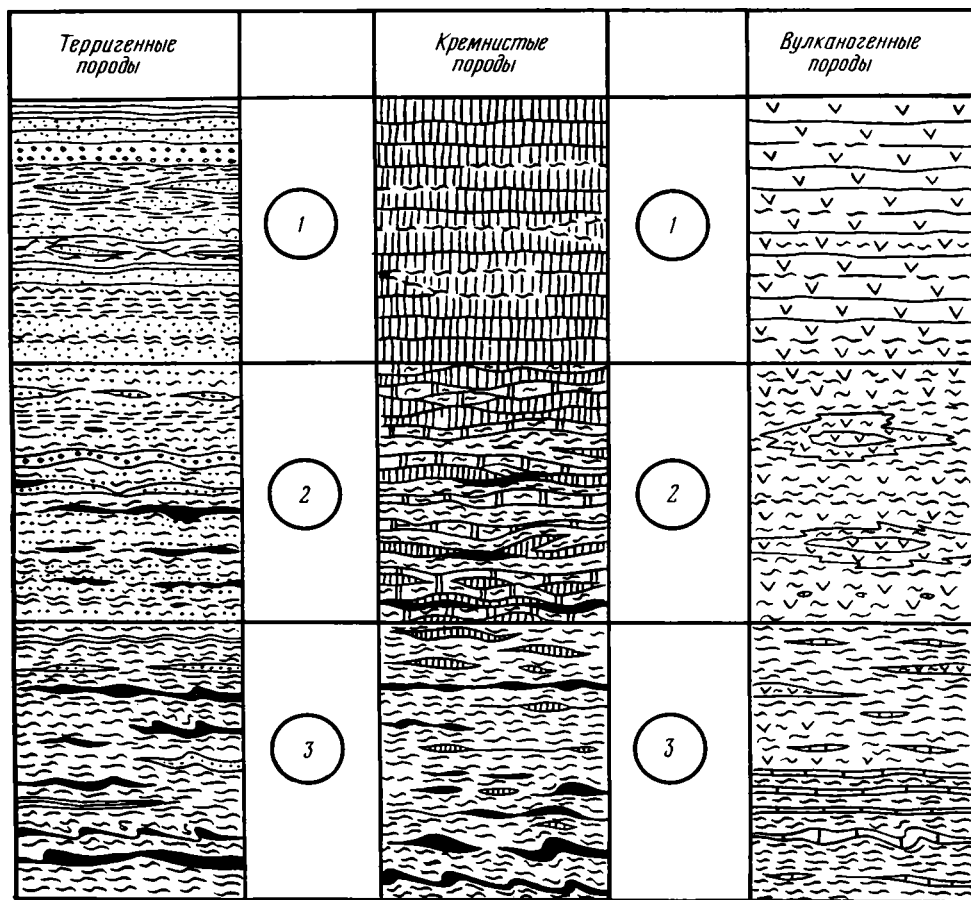


Рис. 7. Три степени структурно-текстурной перестройки пород
Объяснения см. в тексте

маркирующие контакты Зеравшано-Гиссарской зоны с расположенными к северу и югу от нее иными структурно-формационными зонами.

Породы нижнего комплекса в значительной своей части преобразованы в метаморфические сланцы зеленосланцевой фации. Главная черта внутренней тектонической структуры пород комплекса — это интенсивно развитая сланцеватость.

Условно выделены три степени рассланцевания пород (рис. 7).

1. Сланцеватость развивается в тонкозернистых разностях пород и пелитах, а также по поверхностям первичной делимости в кремнистых и вулканогенных породах. Толщина слойков 1—5 мм. На этой стадии начинается будинирование компетентных пород, но, как правило, без разрыва сплошности. В тонкозернистых породах проявляется послойный кливаж. Породы сохраняют первичные осадочные структуры и текстуры: слоистость, стратификацию, и пр.

2. Увеличивается число плоскостей вторичной делимости на условную единицу измерения, толщина слойков уменьшается до 0,1—1 мм. Границы плоскостей делимости становятся волнистыми, появляется гофрировка и микроскладчатость. Рассланцеванием захватывается вся толща пород в целом, но элементы первичных структур и текстур сохраняются. Отчетливо выявляется линзо-

видное строение, обусловленное развитием будинажа и сланцеватости и выраженное в наличии будин компетентных пород (или участков нерассланцованных пород), окруженных рассланцованной основной массой.

3. Породы теряют первичные текстурно-структурные признаки и превращаются в сланцы. Частота плоскостей делимости становится очень высокой, толщина слоев 0,01—0,1 мм. Появляется пloidчатость, гофрировка.

Сланцеватость развита неравномерно по разрезу и по латерали. Зоны повышенного рассланцевания чередуются с зонами, где процесс рассланцевания проявился менее интенсивно (рис. 8, см. вкл.). Зоны различной степени рассланцевания

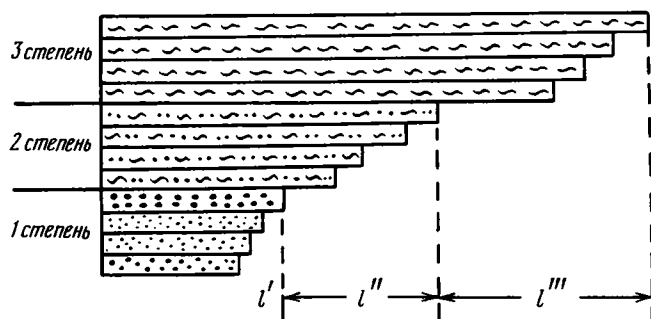


Рис. 9. Зависимость величины проскальзывания горизонтов горных пород относительно друг друга от степени рассланцевания

l, l', l'' — амплитуды проскальзывания

переплетаются друг с другом, выклиниваются по простиранию, сохраняя при этом субпараллельное положение относительно друг друга и первичных поверхностей напластования пород. Поскольку сланцеватость отражает дифференциальное движение, то очевидно, что в зонах максимального рассланцевания амплитуда проскальзывания наибольшая, а в пачках слабо рассланцованных пород — наименьшая (рис. 9).

Выделяются два типа сланцеватости. Сланцеватость первого типа развивается вдоль первичных плоскостей делимости горных пород (слоистости, стратификации, зон изменения гранулометрического состава и пр.) и по направлению напластования толщ. Сланцеватость второго типа сечет ранее сформированные складчатые структуры. Этот процесс развивается следующим образом. На начальных этапах слоистые толщи сминаются в изоклиналиные лежащие складки с осевыми плоскостями, субпараллельными плоскостям первичного напластования. При развитии деформации крылья складок будинируются, растаскиваются, утоняются, и параллельно осевым плоскостям начинает развиваться наложенная проникающая сланцеватость, или кливаж. Вновь возникающая сланцеватость, сопровождаемая зачастую новообразованной метаморфической полосчатостью, может быть спутана со слоистостью, хотя и не имеет с ней ничего общего, кроме наследования ориентировки. Судя по ориентации осевых плоскостей складок и плоскостей рассланцевания (они одинаковы и субпараллельны первичным плоскостям напластования), формирование складчатой структуры и образование сланцеватости второго типа происходили в едином поле напряжений, при котором максимальные сжимающие усилия направлены перпендикулярно или под небольшим углом к первичной слоистости и к плоскостям напластования горных пород. В тех же условиях формировалась и сланцеватость первого типа. Сланцеватость развита не только параллельно первичному напластованию толщ, но практически всегда субпараллельна поверхностям тектонических нарушений (надвигов, покро-

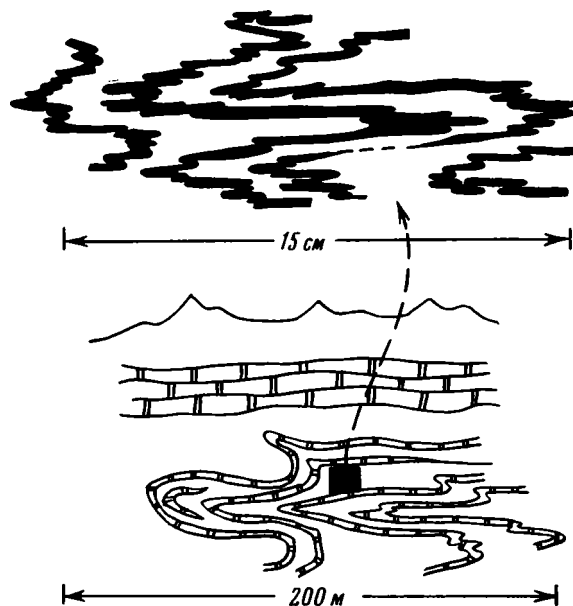


Рис. 10. Лежачие дисгармоничные складки в породах нижнего литостратиграфического комплекса

вов), фиксируемых в пределах области распространения пород нижнего литостратиграфического комплекса, и границе с перекрывающим его карбонатным комплексом.

Сланцеватость является отражением пластической деформации горных пород на микроуровне, но пластическая деформация четко выражена и на макро- и на мегауровне в виде складок, будинажа и других структурных проявлений.

Пликативные структуры развиты не повсеместно, отмечаются только в определенных зонах и представлены двумя типами. К первому типу относятся лежащие, изоклинальные складки с субгоризонтальными или субпараллельными поверхностями напластования осевыми плоскостями. Эти складчатые формы развиты обычно в тонкослоистых разностях пород (песчано-сланцевых доломитах, кварцитах), в основном в верхней части разреза нижнего комплекса. Размер складок варьирует от нескольких сантиметров до многих сотен метров, и мелкие складки осложняют более крупные структуры (рис. 10). Складки более высоких порядков, как правило, дисгармоничны по отношению к крупным структурам и приурочены к пачкам тонкослоистых пород, разделенных пластами и пачками более массивных. Параллельно осевым плоскостям этих складок зачастую развивается сланцеватость, т.е. образование складчатой структуры данного типа по времени предшествует развитию сланцеватости. Фиксируются, хотя и реже, обратные взаимоотношения, когда поверхности сланцевой делимости изгибаются в складки. При этом сланцеватость обычно выражена в зачаточной форме и в породе сохраняются первичные слоистость и стратификация.

Второй тип пликативных деформаций представлен открытыми и сжатыми складками, имеющими различную форму. Складчатая структура в этом случае часто имеет хаотичный облик (см. рис. 6, профиль *а*). Ориентация осевых плоскостей сильно варьирует, наклоны их меняются от вертикальных до пологих. Осевые плоскости наклонены к центру структуры, но встречаются

и обратные падения. Складчатые деформации этого типа обычно приурочены к краевым частям структуры, но отмечаются и в более внутренних ее частях. Размах складок — от первых десятков до сотен метров. Этот тип дислокаций захватывает слабо измененные (не затронутые в существенной степени метаморфическими процессами) породы верхних горизонтов (кварцито-доломитовых) нижнего литостратиграфического комплекса. Рассланцовка в этих зонах развита слабо. Плоскости сланцеватости, совпадающие с первичным напластованием пород, изгибаются, что свидетельствует о более позднем по отношению к сланцеватости происхождении складчатых структур.

Для пород нижнего комплекса характерны будинаж-структуры. На микроуровне наблюдается будинаж, растаскивание и разлинзование зерен и обломочков в зернистых разностях пород. На макроуровне фиксируется будинирование пластов песчаников, гравелитов, кремней. Будинаж проявляется как в виде пластической деформации путем постепенного утонения компетентных пластов и последующего разрыва шеек, так и в виде хрупкой деформации с образованием поперечных трещин разрыва. Трещины заполняются кальцитом или кварцем. Толщина заполняющих трещины жил фиксирует величину деформации и существование растяжения в плоскости напластования пород. Растаскивание будин в 2—5 длин будин. Деформация проявлена в разлинзовании, растаскивании, удлинении, разрыве галек в гравелитах и конгломератах. В зависимости от литологического состава и интенсивности процесса деформация проявляется и в пластической и в хрупкой форме и в первую очередь захватывает обломки карбонатных пород и кремней, в меньшей степени гальки кварца и зернистых пород (песчаников, кварцитов), которые ведут себя на начальных стадиях как хрупкие тела. В зонах интенсивной деформации с развитием настоящих сланцев кварц становится пластичным. Галечки и обломки кварца в гравелитах приобретают удлиненную линзовидную форму. Кварцевые жилы также сминаются в складки, будинируются, приноравливаясь к деформации вмещающих толщ. Пластическое течение выражено и в нагнетании материала в определенные зоны — геодинамические убежища.

На мегауровне будинаж проявлен еще более отчетливо. Пласты карбонатных пород разлинзованы с растаскиванием фрагментов на значительные расстояния. Часто первоначально единый прослой (или пачка) карбонатных пород картируется в виде цепочки отдельных линз, находящихся на одном простирании и отстоящих друг от друга на расстояниях, превышающих в несколько раз длину самих будин. В известняках при этом наблюдаются следы внутреннего пластического течения: тонкая полосчатость, гофрировка, мелкие складки, удлинение включений, в частности кораллов. В породах нижнего комплекса развиты мелкая гофрировка, малоамплитудные складки, свидетельствующие о внутрислойном перетекании материала. Гофрировка развита в основном в метапелитах, тонкозернистых метапесчаниках, металаверолитах и в кремнистых породах. Кремнистые породы обычно смяты в мелкие складочки. Наблюдаются ротационные структуры, на микроуровне они фиксируются поворотом минеральных зерен и протокластов.

Вся совокупность признаков свидетельствует об интенсивной пластической деформации и пластическом течении пород нижнего комплекса. Проявлены они по площади и по разрезу (т.е. в объеме) резко неравномерно. Величины деформации, определенные по методике А.В. Лукьянова [1980], составляют в среднем 200—300%, достигая в отдельных зонах 1000% и, вероятно, более. На некоторых участках деформация ничтожна. Выделяются субпараллельные зоны повышенной деформации (см. рис. 8), разделенные зонами менее интенсивных деформаций. Эти зоны переплетаются друг с другом, расходятся, выклиниваются, образуя сложный петельчатый рисунок. В целом

зоны повышенной деформации (пластического течения) расположены субпараллельно поверхностям первичного напластования пород, плоскостям надвигов, ограничивающих тектонические пластины, и конформны общей вогнутой структуре массива.

Тектоническая структура пород среднего литостратиграфического комплекса

Образования среднего, карбонатного, комплекса участвуют в строении тех же структурных элементов, что и породы нижнего и верхнего комплексов. В то же время внутренняя тектоническая структура пород среднего комплекса обладает рядом специфических особенностей.

Разрывные дислокации. Наиболее распространенный тип дизъюнктивных дислокаций — послойные срывы, отмечаемые как на границе карбонатного комплекса с расположенными ниже по разрезу образованиями, так и внутри карбонатного разреза. Характер контакта на границе нижнего и среднего комплексов меняется по простиранию в пределах одного тектонического элемента и от одного структурного элемента к другому. В ряде мест контакт тектонический, с заметным срывом, с зонами тектонического брекчирования и дробления, с косым приращением разных горизонтов разреза к поверхности контакта. По простиранию разрыв во многих местах исчезает и фиксируются нормальные стратиграфические взаимоотношения между двумя комплексами пород. При стратиграфических взаимоотношениях переход осуществляется или постепенно, через пачку слабо измененных вторичными процессами терригенно-карбонатных пород, или очень резко. В последнем случае известняки и доломиты карбонатного комплекса залегают либо на терригенных породах, либо на основных вулканитах, в большей или меньшей степени измененных вторичными процессами. Наличие стратиграфических взаимоотношений в одних местах и тектонических в других свидетельствует о неравномерности развития внутренней деформации в нижнем и верхнем комплексах. Причем срыв происходит по плоскости первичного стратиграфического контакта.

Развиты послойные срывы и внутри карбонатного комплекса. Иногда эти срывы не нарушают первичную последовательность напластования, иногда же приводят к формированию мощных и сложно построенных пакетов тектонических чешуй и пластин, сложенных породами различных стратиграфических горизонтов среднего комплекса. Кроме послойных срывов, развиты также системы сколов, косо ориентированных по отношению к поверхностям напластования. Такие разломы ограничивают и разделяют линзовидные блоки, сдвинутые относительно друг друга (см. рис. 6, профиль *а*; рис. 11). Эти разрывы разномасштабны и могут захватывать как отдельные пласты, так и толщи значительной мощности. Зачастую вдоль плоскостей этих нарушений образуются зоны тектонического дробления и брекчирования. Несмотря на секущий характер, эти разломы в целом подчинены общему структурному плану: падение плоскостей сместителей направлено к центру массива и обычно косые сколы сопряжены с послойными срывами.

В пределах карбонатного комплекса прослеживаются крутые секущие малоамплитудные разломы типа сбросов и сдвигов. Смещения по ним, как правило, не превышают первых сотен метров. Разрывы этого типа секут все отложения массива и все структуры в целом, не нарушая общего стиля тектонического строения области.

Складчатые дислокации. Складчатая структура карбонатного комплекса в основных чертах отражает общую структуру Ганза-Чимтаргинского массива и представляет собой систему пологих синклинальных и антиклинальных перегибов. По карбонатному комплексу вырисовываются широкие открытые

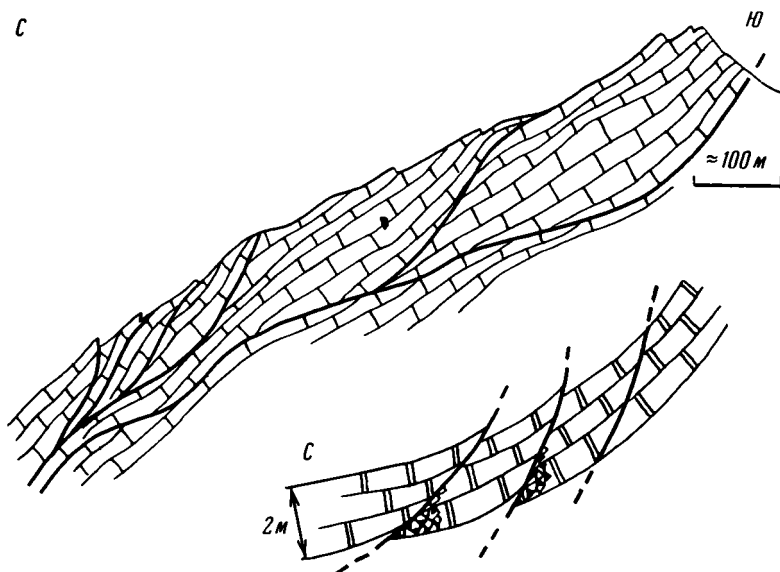


Рис. 11. Тектоническое расчешуивание в породах среднего литостратиграфического комплекса

складки с углами падения на крыльях $10\text{--}50^\circ$ и округлыми шарнирами. Встречаются складки с крутыми и с запрокинутыми крыльями. Обычно фиксируется запрокидывание внутренних, обращенных к центру массива крыльев. Наиболее интенсивно пликативные деформации проявлены в краевых частях Зеравшано-Гиссарской зоны, особенно вдоль южного ее ограничения. Наиболее крупные складчатые дислокации, фиксируемые по карбонатному комплексу в целом, захватывают обычно весь пакет тектонических пластин Ганза-Чимтаргинского массива, т.е. эти складки сформированы позднее, чем покровно-чешуйчатая структура. Это подтверждается и изгибанием поверхностей шарьирования (рис. 12). Но процесс расчешуивания шел, вероятно, и одновременно со складчатостью, и позднее ее, о чем свидетельствует формирование тектонических клиньев, образованных из шарниров крупных складок (рис. 13).

В породах карбонатного комплекса развиты и складки более высоких порядков, имеющие иную морфологию и структурную позицию. Толщи карбонатных пород представляют собой пакет (максимальная мощность до 2000 м) чередующихся в разрезе разнослоистых и массивных разностей. Расположенные в самом верху карбонатного разреза девонские массивные известняки практически лишены пликативных дислокаций, тогда как в нижележащих слоистых известняках и доломитах верхнего силура складчатые формы получают широкое развитие, и они в определенной степени дисгармоничны по отношению к общей структуре массива.

Массивные разности карбонатных пород, слагающих тектонические чешуи и пластины, смяты в систему пологих открытых складок и залегают конформно с общей структурой конкретного тектонического элемента или слагают плоские пластины и клинья. Тонкослоистые разности известняков и доломитов, расслаивающие горизонты массивных пород, смяты в более мелкие, дисгармоничные по отношению к крупным формам складки (рис. 14). Складки эти обычно лежащие, сильно сжатые, их осевые плоскости субпараллельны поверхностям напластования пород и поверхностям раздела слоистых и массивных разностей. Крылья складок будинированы, разорваны, растащены. По

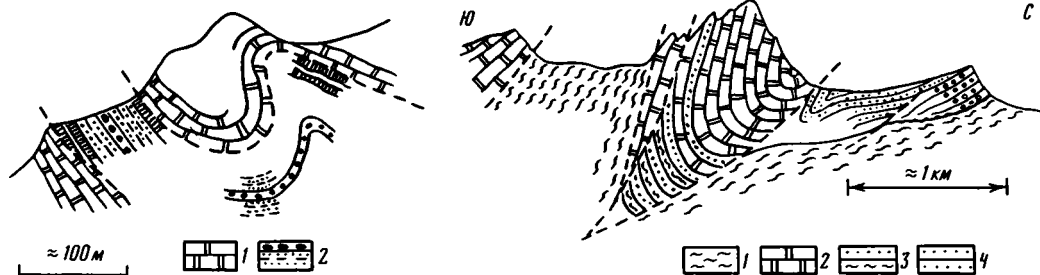


Рис. 12. Изгиб плоскости тектонического покрова

1 — известняки и доломиты среднего литостратиграфического комплекса; 2 — кремнистые и терригенные породы верхнего литостратиграфического комплекса

Рис. 13. Тектонический клин, сформированный из ядра синклинали складки

1 — метаморфические сланцы; 2 — известняки и доломиты; 3 — кварциты, доломиты, сланцы; 4 — песчаники и конгломераты (мезозой)

поверхностям, параллельным плоскостям напластования и крыльям складок, зачастую формируется сланцеватость и структурно-метаморфическая полосчатость, вызванная разделением карбонатного и глинистого (или кремнистого) вещества с образованием тектонической слоистости. В результате дисгармонии дислокаций на границах тонкослоистых и массивных разностей образуются поверхности послойного проскальзывания. Вдоль этих поверхностей могут формироваться послойные срывы. Горизонты тонкослоистых пород являются зонами развития пластического течения вещества. На границе таких зон с более массивными разностями пород в ряде мест пластическая деформация не переходит в срыв и первичные стратиграфические (литологические) границы остаются ненарушенными. Срывы не характерны для центральной части массива, где, несмотря на наличие зон пластического течения, сохраняется первичная последовательность напластования, тогда как при приближении к краевым частям карбонатных массивов тектонический срыв отчетливо проявляется и приводит к формированию надвиговых и покровных деформаций.

Другие типы деформаций. Широко распространен макробудинаж, особенно в основании раннесилурийских известняков и доломитов фавозитового горизонта [Лелешус, 1966], который является переходным звеном между нижним и средним литостратиграфическими комплексами. Фавозитовый горизонт сформирован переслаивающимися известняками, доломитами, сланцами и мергелистыми аргиллитами. На многих участках прослой известняков и доломитов разлинзованы, разорваны, будинированы. Толщина будин зависит от мощности будинируемых слоев, расстояние между будинами составляет 10—50 см, т.е. длина деформируемых пачек увеличивается в 1,5—2,5 раза. Пластическое течение фиксируется по деформации органических остатков (рис. 15). Пластическая деформация в пределах горизонта неравномерна, что подтверждается различной степенью будинирования и структурной перестройки пород. Будинирование и пластическое течение осуществляются в плоскости первичного напластования пород.

Будинаж проявлен и на мегауровне. Породы карбонатного комплекса участвуют в строении тонких протяженных тектонических пластин (см. рис. 3, 4, 8), которые представляют собой серию расположенных на одном простирании гигантских будин. При мощности карбонатных пластин 50—150 м протяженность будин по длинной оси составляет от нескольких сот метров до нескольких километров. Будинаж может осуществляться без разрыва сплошности, но чаще будины отстоят одна от другой на сотни метров (до километра и более). Будинаж распространен более или менее равномерно по

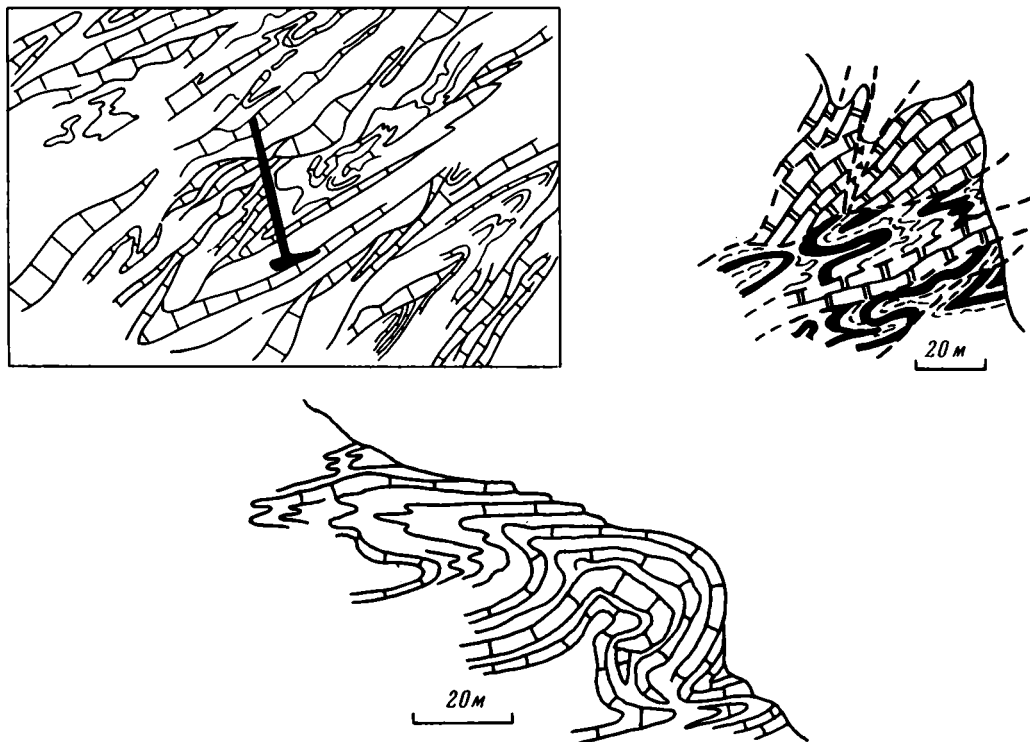


Рис. 14. Складчатая структура в породах среднего литостратиграфического комплекса

всей площади массива. Будины имеют форму уплощенных, округлых или вытянутых линз. Расстояние между будинами вкrest простирания зоны (в меридиональном направлении) обычно больше, чем по простиранию (в широтном направлении). При будинировании известняки обычно деформированы пластически, в то время как доломиты раздроблены и брекчированы. В межбудинных пространствах в соприкосновение приходят отложения, первично залегавшие выше и ниже карбонатных пород. При этом образуются структуры тектонического сшивания [Лукьянов, 1980]. В зонах интенсивного мелкого расчешуивания и будинирования возникают зоны сланцевого меланжа, состоящего из сланцевого матрикса и линзовидных включений известняков и доломитов.

Пластические деформации и послойное пластическое течение проявлены и в более высоких горизонтах силурийского разреза. В некоторых горизонтах верхнелудловских известняков фиксируется тонкая вторичная полосчатость, связанная с пластическим течением и обусловленная механической сепарацией вещества на тонкие глинистые и чисто карбонатные слойки. В отдельных зонах появляются мелкие складочки межслойного течения. Пластической деформации подвержены и макровключения, такие, как одиночные кораллы, превращенные в сильно удлинённые веретена, вытянутые в плоскости напластования. Удлинение достигает 1000%. Пластическая деформация развита неравномерно, на одних участках она проявлена отчетливо, тогда как на других следы пластической деформации практически отсутствуют. Отсутствует пластическая деформация и в мощной толще кристаллических мраморизованных известняков нижнего девона. Девонские известняки участвуют в строении гипсометрически наиболее верхних тектонических элементов и максимальной мощ-

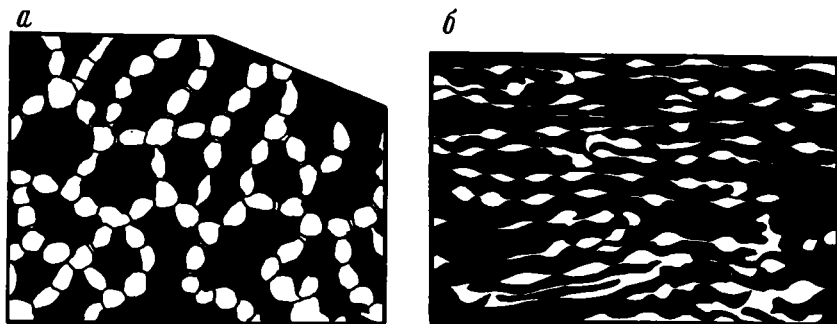


Рис. 15. Пластическая деформация колоний кораллов в карбонатных породах среднего литостратиграфического комплекса (недеформированные (а), деформированные (б) по: [Лелешус, 1966, стр. 102])

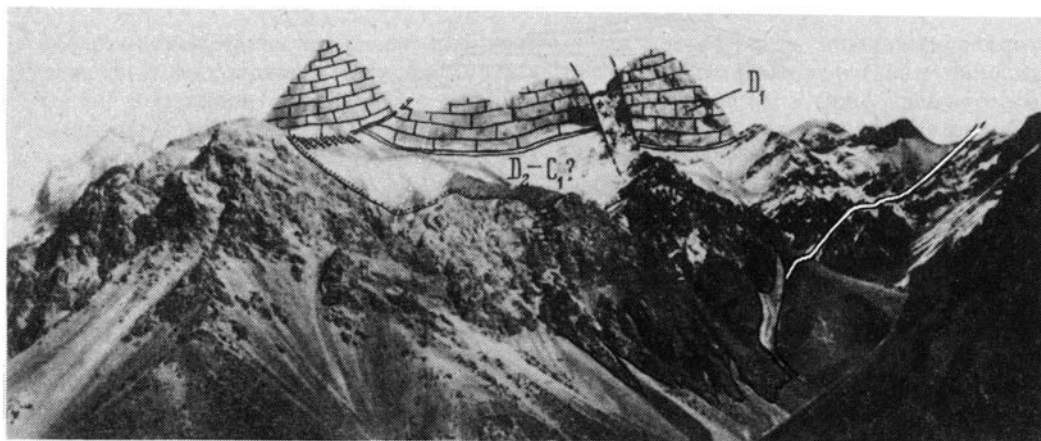


Рис. 16. Небольшой останец тектонического покрова девонских известняков на породах верхнего литостратиграфического комплекса

ности достигают в центральной части района, слагая наиболее высокие вершины (Ганза, Чимтарга, Зинах и др.). В отдельных случаях девонские известняки образуют небольшие самостоятельные тектонические покровы, залегающие на более молодых отложениях верхнего литостратиграфического комплекса (рис. 16).

Породы среднего комплекса (вместе с отложениями верхнего) формируют зачастую тектонические чешуи, отличающиеся чрезвычайно малыми мощностями карбонатной части разреза. При этом пластины сложены известняками лудлова, которые имеют стратиграфические соотношения с отложениями верхнего комплекса. Угловое несогласие в основании верхнего комплекса или отсутствует, или очень незначительно (но более 30°). Поверхность контакта среднего и верхнего комплексов почти всегда параллельна напластованию толщ среднего комплекса. Эта закономерность сохраняется и при залегании пород верхнего комплекса на наиболее низких горизонтах карбонатного разреза — нижнелудловских. При этом толщина пластин нижнелудловских пород при большой протяженности (до нескольких километров) весьма незначительна (не более 150 м), а пластины карбонатных пород не выходят за пределы распространения отложений верхнего комплекса. Сверху они стратиграфически над-

страиваются отложениями нижних горизонтов верхнего комплекса, сами же тектонически надвинуты на различные его горизонты. Иногда в основании появляется маломощная подложка из зеленых сланцев или кварцитов нижнего комплекса. В этих плоских протяженных пластинах складчатые структуры не фиксируются.

Тектоническая структура пород верхнего литостратиграфического комплекса

Породы верхнего комплекса участвуют в строении практически всех тектонических элементов Ганза-Чимтаргинского массива и слагают наиболее верхние горизонты разреза конкретных структур: тектонических клиньев, чешуй, пластин и покровов. Породы верхнего комплекса никогда не образуют самостоятельных структурных элементов, а надстраивают разрез среднего (карбонатного) комплекса, имея с ним в подавляющем большинстве случаев нормальные стратиграфические взаимоотношения. Верхние горизонты комплекса практически всегда тектонически срезаны и перекрыты надвинутыми на них образованиями нижнего или среднего комплекса.

Основная масса отложений верхнего комплекса приурочена к южному борту Ганза-Чимтаргинского массива, образуя обширные поля. В западном и восточном направлениях образования верхнего комплекса тектонически срезаются. Вдоль северного борта массива, к югу от долины р. Пасрутдарьи, отложения верхнего комплекса или отсутствуют, или представлены нижними (кремнистыми) и в незначительной степени терригенными горизонтами. Мощность сохранившегося здесь разреза не превышает 100—150 м.

Вдоль северного края Зеравшано-Гиссарской зоны (в районе южного склона Зеравшанского хребта и его приводораздельной части) вновь появляются тектонические пластины, в строении которых участвуют породы верхнего комплекса. Таким образом, при симметричном в общих чертах распределении отложений верхнего комплекса в центральной части массива отчетливо наблюдается неравномерность их распространения: преобладание в южных районах и постепенное выклинивание в северном направлении.

Породы комплекса смяты в складки, местами рассланцованы. Сланцеватость появляется преимущественно в зонах, прилегающих к плоскостям тектонических покровов и надвигов, по которым отложения верхнего комплекса перекрываются образованиями нижнего и среднего. Рассланцевание обычно захватывает зоны шириной в первые десятки метров, реже до 100 м и более. Поверхности сланцеватости параллельны поверхностям сместителей надвигов и покровов и субпараллельны первичным плоскостям напластования. Сланцеватость развивается, как и в нижнем комплексе, двумя способами. В одних случаях происходит послыжное рассланцевание, в других рассланцеванию подвергаются складчатые структуры более ранней генерации. Но и при этом сланцеватость в конечном итоге оказывается субпараллельной общему направлению первичного напластования и границам крупных пачек разного литологического состава. В породах развит будинаж, однако он редко приводит к разрыву сплошности. Пласты песчаников, гравелитов, конгломератов приобретают линзовидное строение, текстуры глинистых и туфогенных разностей становятся сланцеватыми, на поверхностях напластования появляется серицит, иногда хлорит. Зерна, гальки и обломки в пластах грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов имеют вытянутую линзовидную форму. Кварцевые зерна и гальки песчаников и кварцитов либо разбиты системой поперечных трещин, заполненных кальцитом, либо имеют линзовидную (кварц) или уплощенную лыжеобразную (песчаники) форму. Гальки известняков и кремней имеют удлинненную либо более или менее изометричную в плане лепешко-

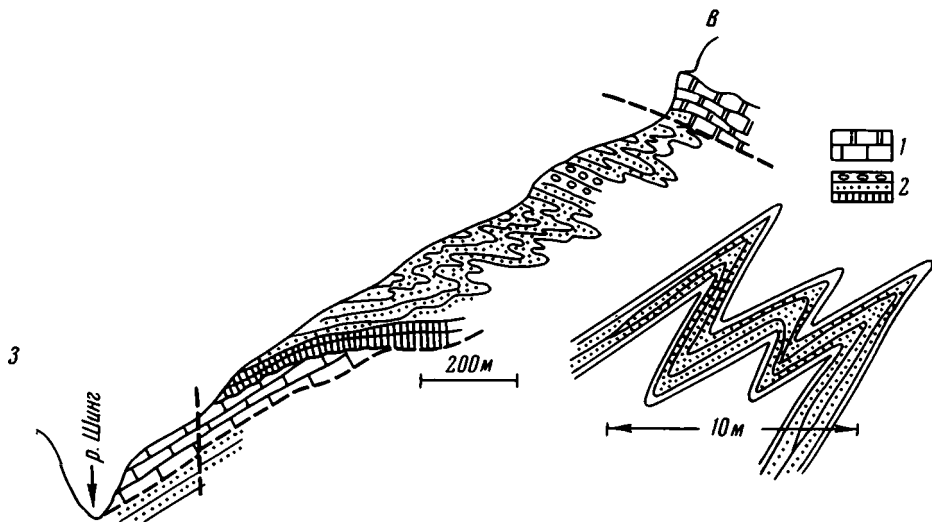


Рис. 17. Складки в породах верхнего литостратиграфического комплекса
1 — известняки и доломиты лудлова; 2 — терригенные породы верхнего комплекса (D_2 — C_3 ?)

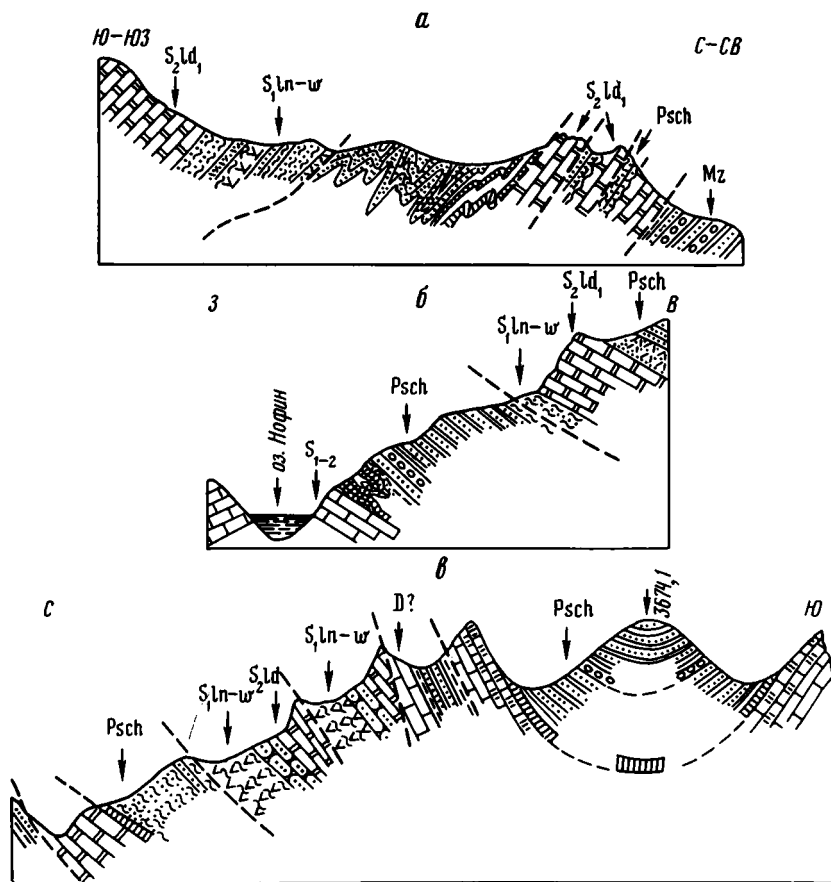


Рис. 18. Геологические профили в бассейне р. Кштуг
Объяснения см. в тексте

образную форму. Уплотнение происходит в плоскости напластования. Таким образом, в верхнем комплексе фиксируются пластические деформации, однако они выражены значительно слабее, чем в нижнем и среднем, и приурочены к отдельным зонам, чаще всего пространственно связанным с разломами, разграничивающими тектонические чешуи. В этих зонах деформация и вещественные изменения могут быть весьма интенсивными, до полной вещественно-структурно-текстурной перестройки горных пород.

Отложения верхнего комплекса смяты в асимметричные мелкие складки с размахом крыльев не более первых десятков метров (обычно меньше), с запрокинутыми внутренними (обращенными к центру массива) крыльями. Осевые плоскости наклонены к центру массива под углом $30-60^\circ$ и практически всегда ориентированы под углом к плоскости нижнего стратиграфического контакта. Встречаются изоклинальные складки с субпараллельными крыльями, наклон осевых плоскостей этих складок не менее $30-40^\circ$, отмечаются лежащие складки. Складки имеют округлые или острые замки (рис. 17). Складчатые структуры характерны для тонкослоистых разностей (кремнистых, глинисто-песчаных, туфопесчаных). Мощные пласты и пакки грубообломочных пород залегают моноклинально, и наклон осевых плоскостей складок чаще всего находится в соответствии с наклоном не смятых в складки массивных горизонтов. К поверхностям раздела среднего и верхнего комплексов, а также пачек пород различного состава и строения приурочены тектонические срывы. Их возникновение связано с проскальзыванием сминаемых в складки тонкослоистых пластичных толщ относительно более жестких горизонтов внутриформационных конгломератов или с проскальзыванием на границе с грубослоистыми карбонатными породами подстилающего разреза. В результате различной реакции пород на деформирующее усилие внутри толщ и на границе с нижележащими горизонтами образуется дисгармония тектонической структуры (см. рис. 17; рис. 18, профили *а*, *б*).

Образования верхнего комплекса, интенсивно дислоцированные на всей территории своего распространения, в пределах самых верхних тектонических элементов центральной части Ганза-Чимтаргинского массива остаются не затронутыми внутренними тектоническими деформациями. Внутренняя структура пород в этих зонах не нарушена, складки, будинаж, деформация галек отсутствуют, и комплекс залегает в целом конформно с плоскостью его нижней стратиграфической границы (см. рис. 18, профиль *в*).

Основные закономерности формирования тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива

Существует две точки зрения на тектоническое строение и историю формирования структуры Фанских гор, составной частью которых является Ганза-Чимтаргинский массив. М.М. Кухтиков [1968] придерживается мнения о чешуйчато-блоковом строении района и ведущей роли вертикальных движений отдельных блоков в процессе формирования структурного плана области. Фактический материал не подтверждает эту точку зрения. На территории Фанских гор широко развиты надвиги, покровы, тектонические пластины с субгоризонтальными поверхностями сместителей, в связи с чем было высказано предположение о полностью аллохтонном залегании всего пакета тектонических пластин Ганза-Чимтаргинского массива на образованиях иной структурно-формационной зоны [Леонов, 1979]. Такая интерпретация, однако, наталкивается на значительные трудности, так как невозможно сколько-нибудь уверенно указать области первичного расположения шарьированных разрезов. В настоя-

щее время появились новые факты и наблюдения, позволяющие более обоснованно трактовать образование тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива и прилегающих территорий.

Из описания общей структуры массива и особенностей тектонического строения трех его этажей, сложенных различными литоформационными комплексами, можно видеть, что Ганза-Чимтаргинский массив в структурном отношении представляет собой единое целое. Подчеркнем наиболее характерные черты тектонической структуры массива, имеющие принципиальное значение для понимания механизма ее формирования.

1. Покровно-чешуйчатое строение. Массив представляет собой сложно построенный пакет тектонических клиньев, чешуй, пластин и покровов различной мощности и протяженности, разделенных поверхностями разрывов, ориентированными субпараллельно первичным плоскостям раздела горных пород (слоистости, границам пачек толщ разного состава и строения). Все тектонические элементы сформированы породами единой формационной зоны.

Тектонические покровы, развитые в пределах массива, своеобразны. Собственно покровные структуры формируются в краевых частях массива за счет неравномерного внутреннего расслоения массива и развиваются из послонных срывов и зон пластического течения. В центральных частях массива покровные перекрытия отсутствуют. В самом центре разрез остается практически ненарушенным или, сохраняя стратиграфическую последовательность наложения, представляет собой чередование зон пластической деформации различной интенсивности.

2. Структурная симметрия. Несмотря на сложное внутреннее строение, тектоническая структура массива в целом 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 выполаживаются 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, послонном течении вещества, будинаже, формировании послонных срывов. Неоднородность пластической деформации приводит к тектоническому расслоению массива, которое происходит обычно в плоскости первичного напластования пород и субпараллельно плоскостям первичных разделов (границам литостратиграфических комплексов, границам раздела пачек и горизонтов пород различного литологического состава и строения). Структуры 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 изменяются снизу вверх по разрезу. В наибольшей степени расслоение проявлено в пределах нижнего и среднего литоформационных комплексов, для верхнего комплекса расслоенность менее характерна.

Необходимо также отметить, что неравномерность развития пластической деформации, сложное сочетание объемов, захваченных пластической деформацией разной интенсивности (вплоть до полного ее отсутствия), свидетельствуют о существовании сложного и меняющегося во времени взаимодействия локальных полей напряжений, связанных с общим региональным полем напряжений. Следовательно, породы, слагающие массив, длительное время находились в условиях неоднородного (неравномерного) литостатического давления.

4. Существование двух структурных планов. Морфология структур и форма проявления деформаций в пределах Ганза-Чимтаргинского массива меняются 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 послойных 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 периферийных зонах массива. Структура верхнего комплекса, напротив, свидетельствует о сжатии в горизонтальном направлении: отложения комплекса смяты в систему складок с круглыми осевыми плоскостями и развитым осевым кливажом, происходит их скучивание перед фронтом надвигов, единый первоначально разрез превращается в систему тектонических чешуй, надвигов, покровных пластин.

Таковы некоторые наиболее примечательные черты тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива и Зеравшано-Гиссарской зоны в целом (на меридиане массива). Современная структура массива является следствием суммарного эффекта длительной тектонической эволюции, и для реконструкции общего геодинамического развития области необходимо учитывать, помимо структурных данных, влияние и других процессов (вулканических, метаморфических, седиментационных). Механизм общего геодинамического развития региона будет рассмотрен в следующих разделах, а сейчас проанализируем механизм собственно структурообразования.

Формирование тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления связано главным образом с двумя явлениями: тектоническим расслоением массива в условиях вертикально направленного одностороннего давления (на ранних этапах) и горизонтальным скучиванием (на более поздних). Породы не могут быть деформированы до того, как они будут сформированы, поэтому можно считать, 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, послойных 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 послойных срывов на границах зон разномасштабного пластического течения при приближении к центральным частям массива. При горизонтальном тектоническом течении под действием вертикальной нагрузки именно в центральной части массива должны сохраниться участки с ненарушенной последовательностью залегания толщ и отсутствием явных признаков срыва [Лукьянов, 1980; Рамберг, 1986]. 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 удастся. Однако структура верхнего комплекса и ее соотношения с общей структурой массива дают информацию о тектонических движениях, протекающих после образования отложений кремнисто-терригенного комплекса. Верхний возрастной предел этого 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 скучиванием горных масс. Наличие интенсивного поперечного сжатия подтверждается и сложноскладчатой структурой верхнепалеозойского флиша, узкие полосы которого обрамляют с севера и 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. Такую вергентность можно объяснить двумя способами. Первый предполагает пододвигание горных масс под центральную часть массива. Такую модель формирования синклинорных зон предлагал для областей развития зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня Г.С. Поршняков [1968]. 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 скучивание отчетливо проявляется в краевых частях массива, то его центральная часть сохраняет простое синклинальное строение и внутренняя структура девонских известняков и залегающих на них терригенных отложений верхнего комплекса остается практически ненарушенной. 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. Это положение прекрасно подтверждается анализом тектонического строения области [Буртман, 1968, 1976; Макарычев, 1978; Поршняков, 1968]. 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, во время которого 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, — это этап новейшего орогенеза. Изучение структуры мезозойско-кайнозойских впадин и ее соотно-

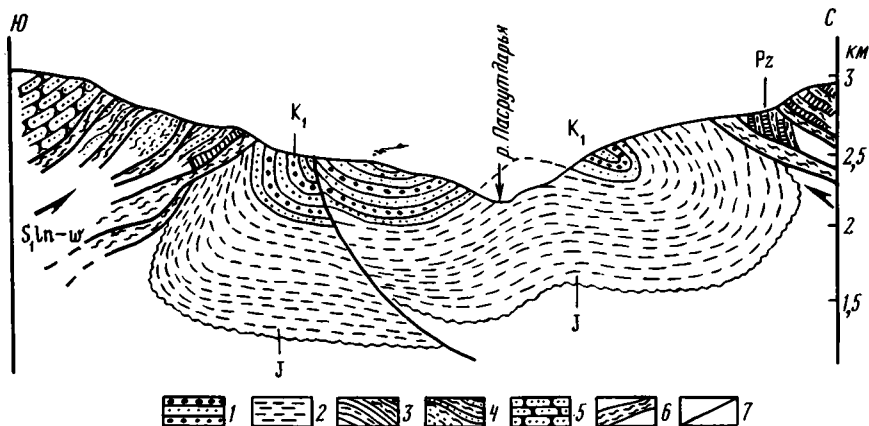


Рис. 19. Соотношение структуры палеозойских и мезозойских пород в долине р. Пасрутдары

1 — песчаники и конгломераты; 2 — глинистые сланцы, песчаники, угли; 3 — рассланцованные и метаморфизованные, но сохранившие реликты первичного состава и структуры кремнистые отложения; 4 — то же, терригенные; 5 — кварциты; 6 — зоны полной структурно-вещественной переработки пород (сланцы и милониты); 7 — разрывы

шения 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 (рис. 19). Вдоль запрокинутых крыльев породы палеозоя тектонически надвинуты на более молодые образования. Амплитуда перекрытия обычно не превышает 1—2 км. В зонах надвижения наблюдается незначительное расчешуивание мезозойско-кайнозойского разреза, горизонты пластичных пород (глины, гипсы) 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 общий стиль тектонического строения комплекса достаточно простым.

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 надвигов, 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 границах покровно-надвиговых структур небольшой амплитуды. Пластическое движение вещества, так же

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. 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).

Таким образом, рассмотрение данного материала показало, что процесс структурообразования в пределах Ганза-Чимтаргинского массива был длительным и многоэтапным. Четко фиксируются: 1) деформации раннего этапа (до среднего девона), связанные с проявлением интенсивного пластического течения и с тектоническим расслоением массива; 2) деформации среднего этапа (поздний палеозой), отражающие процесс общего поперечного сжатия и продолжающегося латерального центробежного тектонического течения горных масс; 3) деформации новейшего этапа, свидетельствующие о возобновившемся пластическом субгоризонтальном течении горных пород в условиях их гравитационной неустойчивости, вызванной формированием высокогорного расчлененного рельефа и общего поперечного сжатия всей складчатой системы в целом.

МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО МАССИВА

Общие закономерности проявления метаморфических процессов

Все горные породы, слагающие Ганза-Чимтаргинский массив и его обрамление в пределах Зеравшано-Гиссарской тектонической 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.

По поводу возраста и первичного состава пород, подвергшихся метаморфизму, высказывались различные мнения. Одни исследователи (Д.Р. Мучаидзе, А.И. Лаврусевич и др.) придерживаются точки зрения о первично нижнепалеозойском возрасте метаморфизованных пород, другие (Г.С. Поршняков, В.Р. Мартышев) высказали предположение о происхождении зеленосланцевых толщ за счет отложений пушневатской свиты девона—карбона. В настоящее время установлено [Леонов, 1979; Федоров, 1982; Шванов, 1983], что метаморфические породы сформированы по образованиям различного возраста и состава. Основной объем зеленых сланцев сформирован 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. Основная масса метаморфитов расположена в основании разреза и слагает 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 прослежи-

ваются лишь в виде узких полос, окаймляющих массив и входящих в состав нижних горизонтов разреза тектонических чешуй и покровов. Местами метаморфиты в этих зонах отсутствуют совершенно, 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.

Метаморфические породы нижнего комплекса (рифей? — нижний силур) в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны в большем своем объеме принадлежат к слюдясто-хлоритовой подзоне зеленосланцевого метаморфизма [Шванов, 1983]. В то же время в пределах Ганза-Чимтаргинского массива выделены комплексы пород различных субфаций зеленосланцевой 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 комплекса метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Метаграувакковый комплекс: кв + хл₅₈ + фен + аб + акт₂₂ ± стп ± эп; кв + аб + хл₆₀ ± граф + эп. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. Для этого типа метаморфизма $T = 400—500^{\circ}\text{C}$ и $P > 5—6$ кбар.

Филлит-метааркозовый комплекс: фен + кв + хл + граф ± 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 стильпноmelан-пумпеллитовой субфации зеленых сланцев, для которой $T = 300—350^{\circ}\text{C}$, $P > 2—3$ кбар.

Метабазальтовый комплекс: (мн + пл) + акт_{28—37} + фен + эп + хл_{39—41} + аб + кв + вин_{37—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 $T = 450^{\circ}\text{C}$, $P > 6—8$ кбар.

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

Таким образом, вторичные преобразования пород нижнего литостратиграфического комплекса охватывают диапазон от низкотемпературных до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой фации и от низкобарических 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 слабо измененных 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 метапесча-

ников, принадлежащая к 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 к 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 характерно 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 соответствует зеленосланцевой фации, но в более северных разрезах метаморфизм снова падает.

Закономерность эта, 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 метабазитовым, преобразованным при значительно больших температурах и давлении ($T = 450^\circ$, $P > 6\text{—}7$ кбар). Отсутствует и регионально выраженная вертикальная зональность: метабазиты, преобразованные в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации, залегают гипсометрически выше, чем менее высокотемпературные и высокobarические 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 расслоенности массива. Надвиги и покровы формируются лишь в его краевых частях, в центральной же части массива первичная последовательность напластования остается практически ненарушенной. Изучение конкретных разрезов в долине р. Пасрутдарьи показало, что метабазальтовый комплекс наиболее сильно метаморфизованный (глаукофан-зеленосланцевая фация) находится в нормальных взаимоотношениях с нижележащими метатерригенными толщами, принадлежащими к более низкотемпературным и низкobarическим 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 метабенеза с элементами зеленосланцевого метаморфизма. Аналогичные изменения отмечены В.Н. Швановым и при движении в западном и северо-западном направлении, где пушневатские отложения обнаруживают все более высокую степень преобразований, вплоть до зоны глубокого метабенеза 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 метабенеза с элементами зеленосланцевого метаморфизма. При приближении к северной границе района вторичные изменения вновь ослабевают до зоны глубокого катагенеза, т.е. наблюдается картина, сходная с картиной распределения интенсивности структурно-вещественных преобразований в породах нижнего литостратиграфического комплекса. Но если породы 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 значительно 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. Но неоднородность вторичных изменений, метаморфических в том числе, проявляется в различных масштабах. Повышенная степень метаморфических преобразований, как уже отмечалось, часто связана с зонами пологих тектонических нарушений.

На геологической карте и профилях (см. рис. 3, 4) видно, что метаморфические сланцы часто образуют узкие полосы, обрамляющие Ганза-Чимтаргинский массив и приуроченные к тектоническим линиям, отражающим выход на поверхность плоскостей надвигов, послойных 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 комплекса. Эта закономерность выдерживается по всей площади Ганза-Чимтаргинского массива. Рассмотрим конкретный пример.

В районе слияния рек Амштут и Арчамайдан (рис. 20) снизу вверх по склону наблюдается следующая последовательность напластования пород:

1. Серые и черные доломитизированные известняки лудловского облика.

2. На слой 1 стратиграфически налегают черные тонко- и среднеслоистые кремни, силициты и известняки. Породы смяты в сложные причудливой формы складки, пласты будинированы и разлинзованы. Выше кремней и известняков залегает пачка переслаивающихся черных глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников.

3. Голубовато-белые кремни, сменяющиеся вверх по склону фиолетово-красными яшмовидными алевролитами, оливково-зелеными алевролитами, туфоалевролитами, туффитами с редкими прослоями кремней и силицитизированных известняков.

Состав пород, последовательность их напластования и залегание на черных известняках верхнесилурийского облика определенно позволяют отнести вышеописанный комплекс пород к верхнему литостратиграфическому комплексу (агбасайской свите или нижнепушневатской подсвите). При движении вверх по склону от слоя 1 к слою 3 степень дислоцированности пород нарастает: усложняется и делается более напряженной складчатая структура, увеличивается степень расщепленности и вещественных преобразований пород. Верхние горизонты слоя 3 превращены в листоватые оливково-зеленые кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы с отчетливо выраженной метаморфической полосчатостью.

4. На породы слоя 3 надвинуты светлые полосчатые кристаллические известняки, представляющие собой линзу, которая зажата в толще зеленых сланцев и выклинивается по простиранию на расстоянии около 100 м.

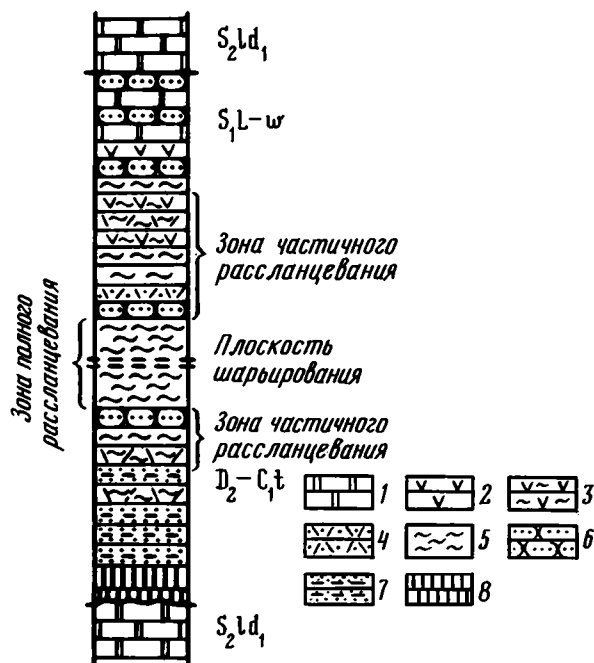


Рис. 20. Типичная позиция зон зеленосланцевого метаморфизма в структуре Ганза-Чимтаргинского массива

1 — известняки, доломиты; 2 — эффузивы и туфы (слабо измененные); 3 — эффузивы и туфы (метаморфизованные); 4 — туфопесчаники; 5 — метаморфические сланцы; 6 — кварциты; 7 — терригенные породы (песчаники, глинистые сланцы); 8 — кремни

5. Там, где известняки выклиниваются, рассланцованные и метаморфизованные разности пород пушневатской свиты контактируют с толщей темно-зеленых кварц-серицит-хлоритовых сланцев с большим количеством послойных жил и линз молочно-белого кварца. Сланцы слоя 5, судя по составу и единичным реликтам минералов магматического происхождения, сформированы по туфо-терригенным и вулканическим породам основного ряда. Толща кварц-серицит-хлоритовых сланцев вверх по склону постепенно сменяется породами слоя 6.

6. Рассланцованные светлые сливные кварциты, metabазиты, туфогенные метапесчаники фиолетово-красного цвета. Вверх по склону толща обогащается прослоями черных доломитов и переходит в породы слоя 7.

7. Черные массивные и неясно слоистые доломиты и глинистые доломитизированные известняки, переходящие вверх по склону в средне- и тонкослоистые разности.

Судя по набору пород и последовательности их смены в разрезе, можно уверенно отнести образования слоев 4—6 к нижнему литостратиграфическому комплексу, а карбонатные толщи слоя 7 — к верхней части нижнего комплекса или (что более вероятно) к нижним горизонтам среднего (карбонатного) литостратиграфического комплекса.

В описанном разрезе наблюдаются тектонические взаимоотношения вулканотерригенных пород нижнего силура и кремнисто-терригенных отложений нижних горизонтов пушневатской свиты. При этом степень рассланцованности метаморфических преобразований ослабевает вверх и вниз при движении от плоскости надвига. В зоне надвига степень изменения и молодых, и более древних пород примерно одинакова и провести однозначно границу между этими толщами часто не представляется возможным.

Данный пример не единичен: подобные закономерности распределения вещественных преобразований и взаимоотношений разновозрастных толщ можно наблюдать повсеместно (см. рис. 3, 4, 6, 18). Ширина зоны интенсивных веществ-

венных изменений выше и ниже поверхности тектонических нарушений может быть различна и составляет обычно первые десятки метров, реже до 100 м и более. Рассланцовка и метаморфизм в лежащем крыле, которое чаще всего сложено породами пушневатской свиты, обычно захватывают незначительную мощность, порядка десятков метров. Висячем крыле зона вторичных изменений, захватывающая породы нижнего литостратиграфического комплекса, может достигать нескольких сот метров. Зачастую породы пушневатской свиты оказываются измененными 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 четка 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, захваченных 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], и 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±плагноклаз±серицит±талк±карбонат±эпидот±актинолит; для метапесчаников — хлорит+серицит+кварц±кислый плагноклаз; для метакремней — хлорит+кварц±серицит±кислый плагноклаз. 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 блока 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 распростра-

нения метаморфических пород и областей проявления пластического течения. При описании структуры массива подчеркивалось, что наиболее интенсивно пластическая деформация проявлена в породах нижнего литостратиграфического комплекса и что именно породы этого комплекса в наибольшей степени подверглись вещественным преобразованиям. Породы верхнего комплекса захвачены метаморфизмом только в зонах тектонических нарушений, 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 микроуровне¹ в описываемом регионе устанавливаются три типа структурно-вещественных преобразований горных масс: 1) хрупкая деформация; 2) пластическая деформация; 3) кристаллизация. Суммарный эффект этих преобразований проявляется в виде пластического течения горных пород.

Хрупкая деформация. Хрупкая деформация минералов выражена в механической дезинтеграции зерен (наиболее легко хрупко разрушаются плагиоклазы), 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 разделение частей первично единых минеральных зерен, образуются ротационные структуры, фиксируется дезинтеграция протокластов и пр.

Пластическая деформация. Этот 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 (0001), оптически проявляющиеся как области волнистого погасания. Образуются полосы излома, ленточные структуры. Сущность этого явления состоит во внутрикристаллическом трансляционном скольжении субпараллельно (0001) 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 формы.

Синкинематическая метаморфическая кристаллизация. Этот тип преобразований осуществляется несколькими способами.

1. Регенерация, или частичная периферийная перекристаллизация, приводит к образованию вокруг ядра протокристалла новообразованной каймы того же

¹ Изучение структурно-вещественных преобразований на микроуровне проведено Е. Кожухаровой (Геологический институт Болгарской академии наук) в рамках исследований Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран "Земная кора (структура, эволюция, металлогения").

самого минерала. Чаще всего нарастание происходит асимметрично, что свидетельствует о неравномерном распределении давления: более интенсивное нарастание происходит 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. Необходимо 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. с 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.

I. 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 тенях давления. Здесь образуются зоны, где возникают агрегаты вновь выкристаллизовавшихся минералов: кварца, слюды, полевых шпатов, эпидота. Агрегаты этих минералов имеют характерную хвостобразную треугольную форму. Острые окончания часто слегка изогнуты, что свидетельствует об относительном проскальзывании отдельных доменов во время роста агрегатов. Если в тени давления кристаллизуется тот же минерал, который образует и крупный протокласт (например, кварц, кристаллизующийся в тени давления крупного зерна кварца), то в конечном счете формируется единый мономинеральный агрегат линзобразной формы. Часто единый кристалл в результате деформации оказывался будинированным, разорванным. 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 удлиненных линз или лентообразных полос. Именно так осуществляется метаморфическая дифференциация вещества, которая является одним из наиболее выразительных результатов действия динамического фактора при структурно-вещественном преобразовании горных пород.

II. 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 таких минералов является рутил, который кристаллизуется в зонах полной милонитизации и филонитизации. 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 metabазальтового комплекса.

Важно, что формы структурно-вещественных преобразований в условиях пластического течения горных пород чрезвычайно разнообразны и определяются наличием хрупких деформаций (деструктивный процесс), кристаллизацией и пере-

кристаллизацией минеральных фаз (конструктивный процесс) и собственно пластической деформацией (деструктивно-конструктивный процесс). Соотношение связанных с пластическим течением форм структурно-вещественной переработки горных масс меняется в пространстве и во времени, что находит отражение 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 (неизмененными) и вновь сформировавшимися метаморфическими минералами.

Существует мнение [Лукиянов, 1986], что необходимо изучать отдельно степени вещественной и структурной переработки пород, 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 [Лукиянов, 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 [1983] 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, стратификация, первичные структурные и текстурные особенности). Под микроскопом наблюдаются пелитовые (в глинистых породах) и обломочные (в зернистых породах) структуры с элементами регенерационных инкorporационных 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 появляются вдоль плоскостей делимости в тонкозернистой или пелитовой основной массе, частично ее замещая. 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. Микролитоны толщиной 1—5 мм.

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 рассланцовки и кристаллизационной сланцеватости сильно варьирует. Границы плоскостей делимости становятся волнистыми, появляется гофрировка, микроскладчатость. Границы пелитовых и зернистых слоев видны не всегда. Появляется шелковистость на поверхностях сланцеватости. В кремнях и вулканитах проявляется линзовидное строение, обусловленное наличием неизмененных участков породы, как бы плавающих в рассланцованной основной массе. В пелитовых породах преобладают тонкочешуйчатые лепидобластовые структуры, но сохраняются элементы пелитовой структуры. В зернистых породах новообразования захватывают и 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 ориентирован-

ной 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, сдвойникованы) и вторичными метаморфическими преобразованиями по периферии кристаллов и по трещинкам. Метаморфические минералы занимают от 30 до 60—90% условного объема. Появляется большее число послонных выделений кварца (в терригенных и кремнистых породах) и карбоната (в основных вулканитах и их туфах). На данной ступени порода имеет ярко выраженный метаморфический облик, но сохраняются реликтовые признаки материнской породы.

3-я степень (собственно зеленосланцевый метаморфизм 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 пloidчатость. 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 являются реальным отражением интенсивности вторичного структурно-метаморфического перерождения горных пород. С каждой более высокой ступенью становится более выраженной сланцеватость и кристаллизационная полосчатость, обусловленная метаморфической дифференциацией вещества, увеличивается относительный объем новообразованных минералов. Степени структурных, текстурных и вещественных преобразований хорошо коррелируют друг с другом. Все эти признаки находятся в парагенетической связи, которая свидетельствует о совокупном процессе вещественно-структурного преобразования горных пород, что подчеркивал и В.Н. Шванов [1983], использовавший метод выделения различных степеней структурно-вещественных преобразований.

Картирование зон, принадлежащих к различным ступеням вещественно-деформационных преобразований, показало, что распределение вторичных изменений неравномерно по разрезу и площади (см. рис. 8). 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 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 ступени к таковым другой может осуществляться на расстоянии нескольких десятков сантиметров. Но встречаются и достаточно постепенные переходы, когда степень вторичных преобразований постепенно нарастает на расстоянии 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, например, 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, 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 не только проявляется на участке, изображенном на рис. 8, но и характерна 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 следующая 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—гравелиты—конгломераты. Необходимо отметить, что смена в пространстве ступеней вторичных преобразований часто происходит на границах изменения гранулометрического или вещественного состава пород, но в то же время резкая 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 (или одного из них) свидетельствует 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 или приурочены к тектоническим нарушениям, или 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.

Вертикальное сжатие и горизонтальное растяжение (растекание) фиксируются и замерами величин деформации, и замерами 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 определенно устанавливается эмпирическая закономерность: нет пластического течения — нет и вещественных преобразований.

Таким образом, проявление интенсивности 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 оказывать на них никакого влияния, то наличие пластических деформаций является обязательным условием проявления интенсивных вещественных преобразований горных пород данного района.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД СУГУТСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-АЛАЙСКИЙ ХРЕБЕТ)

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Зеленосланцевые толщи в пределах Восточно-Алайского хребта составляют центральную часть Терекдаванского синклинория (см. рис. 1), который образует ядро Восточно-Алайской сигмоиды.

Терекдаванский синклинорий имеет юго-юго-западное—северо-северо-восточное простирание. На юге структуры синклинория уходят под молодые отложения Алайской долины, в северо-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 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, 1976]. На основании тех же самых данных высказывается и другое мнение: формирование структуры произошло "за счет горизонтального сжатия первоначально моноклинальной, падающей к югу серии надвинутых друг на друга пакетов" [Поршняков, 1973, с. 104]. Центральная часть синклинория выполнена толщей метавулканитов и метаседиментных пород, превращенных в значительной части в зеленые сланцы. Область распространения метаморфических пород выделяется под названием Сугутского метаморфического блока (рис. 21, 22).

В настоящее время в пределах Сугутского блока выделены две серии пород — сугутская серия метаморфических сланцев ордовика (?)—силура и суукторская свита метатерригенных и карбонатных пород силура—девона [Довжиков и др., 1984; Поршняков, 1973; Яговкин, 1969]. Сугутская серия, в свою очередь, подразделена на три толщи — А, Б и В, каждая из которых зале-

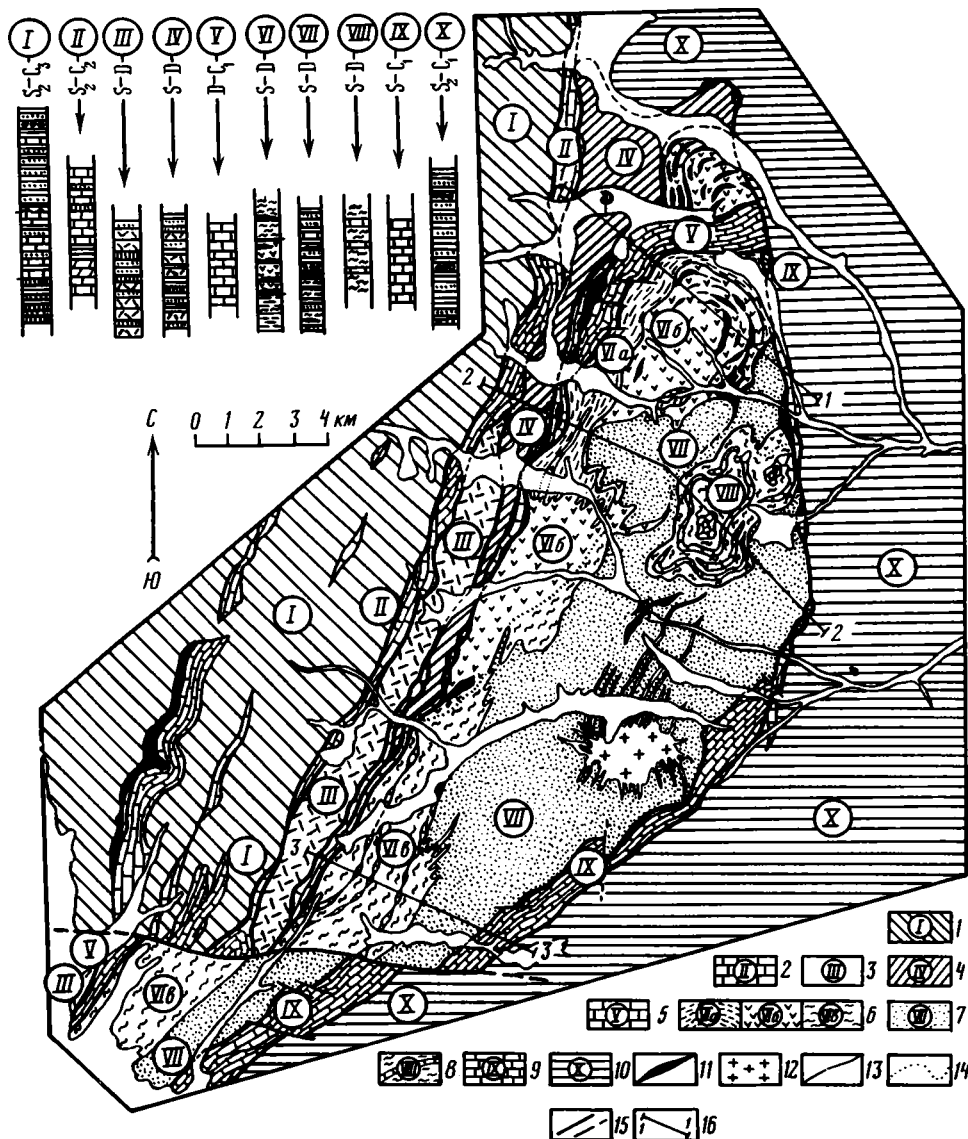


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Сугутского метаморфического блока (Восточно-Алайский хребет)

1—10 — типы разрезов (на карте, колонках и в тексте указаны римскими цифрами): 1 — терригенный (S_2-C_1), 2 — карбонатный (S_2-C_1), 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 песчано-сланцевым породам, 7 — терригенный, частично метаморфизованный ($S-D$), 8 — терригенно-карбонатный метаморфизованный ($S-D$), 9 — карбонатный ($D-C_1$), 10 — терригенный (S_2-C_1); 11 — реликты неизмененных вулканических пород основного состава; 12 — граниты; 13 — стратиграфические границы; 14 — фациальные границы; 15 — разрывные нарушения; 16 — линии разрезов

гает в разрезе выше предыдущей. Причем толща А, сложенная первично-вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, помещается в самые низы разреза.

По нашим данным, в пределах Сугутского блока наблюдается следующая последовательность напластования снизу вверх по разрезу.

I. Толща первично-кремнистых, вулканогенно-кремнистых и кремнисто-глинистых пород с прослоями известняков и доломитов (соответствует толще Б).

II. Толща первично-вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (соответствует толще А).

III. Толща первично-терригенных пород (соответствует толще В).

IV. Толща первично-терригенно-карбонатных пород (суукторская свита).

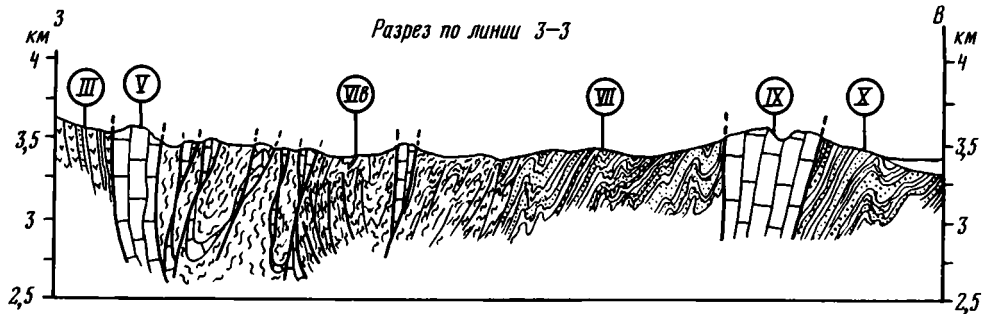
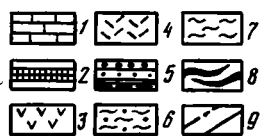
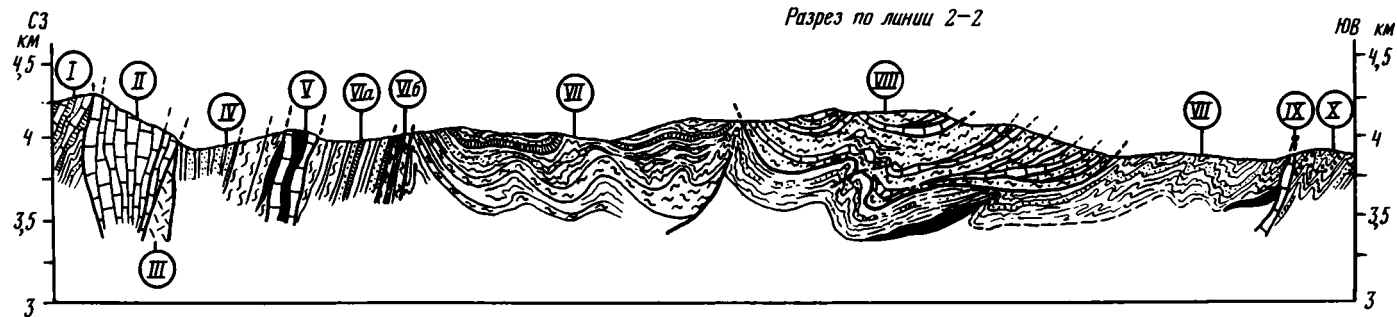
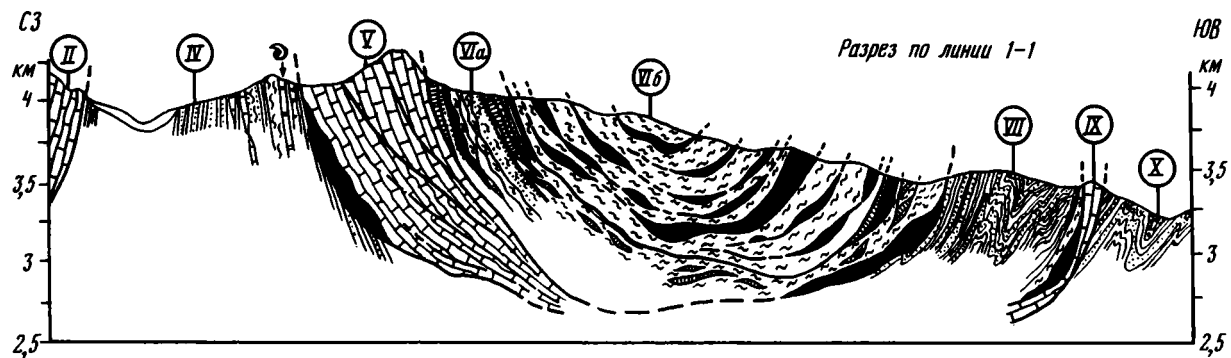
Толщи I—III (соответствуют толщам А, Б, В) объединяются обычно в сугутскую серию.

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

I. Толща первично-кремнистых, вулканогенно-кремнистых и кремнисто-глинистых пород (тип VIa, см. рис. 21, 22) сложена черными, серыми, зеленовато-серыми и зелеными тонкослоистыми кремнями и глинисто-песчаными породами, образующими чередующиеся в разрезе пачки различной мощности. Толща содержит прослои черных доломитов и темно-серых известняков и линзы вулканических и вулканогенно-осадочных пород небольшой (первые метры) мощности. Породы изменены в стадии метagenеза 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 данным 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 (тип. VIб) 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. 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 вверх. Эти вулканиты отнесены В.Н. Швановым к базальтово-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 (тип VII) 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 (суукторская свита).

IV. Толща первично-терригенно-карбонатных пород (тип VIII), соответствующая суукторской свите, представлена измененными в стадии метабазита 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 (см. рис. 21) примечателен конформный изгиб структурных линий в соответствии с формой центральной части синклиория. Метаморфические породы ядра Терекдаванского синклиория образуют чешуйчато-покровную структуру синклинальной формы с запрокинутым западным крылом. Синклинальное 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 моноклиналь, срезанную разломом.

Строение центральной части синклиория видно на геологической карте и профилях и не нуждается в детальном описании. Но некоторые аспекты структурно-деформационного исследования, результаты которого отражены на рис. 23, 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 [Коньгин, Леонов, 1985; Леонов, 1984а].

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 0,1—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) (рис. 24). Разлинзование 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 друга 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,

Рис. 22. Геологические разрезы к карте на рис. 21

I—X — типы разрезов (см. рис. 21); 1 — известняки и доломиты; 2 — кремни; 3 — вулканогенные породы основного состава; 4 — вулканогенно-терригенные породы; 5 — терригенные отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы); 6 — терригенные отложения (метаморфизованные); 7 — вулканогенно-терригенные отложения (метаморфизованные); 8 — тела основных вулканитов и реликтовые блоки (будины) основных вулканитов и брекчированных серпентинитов в толще зеленых сланцев; 9 — разломы

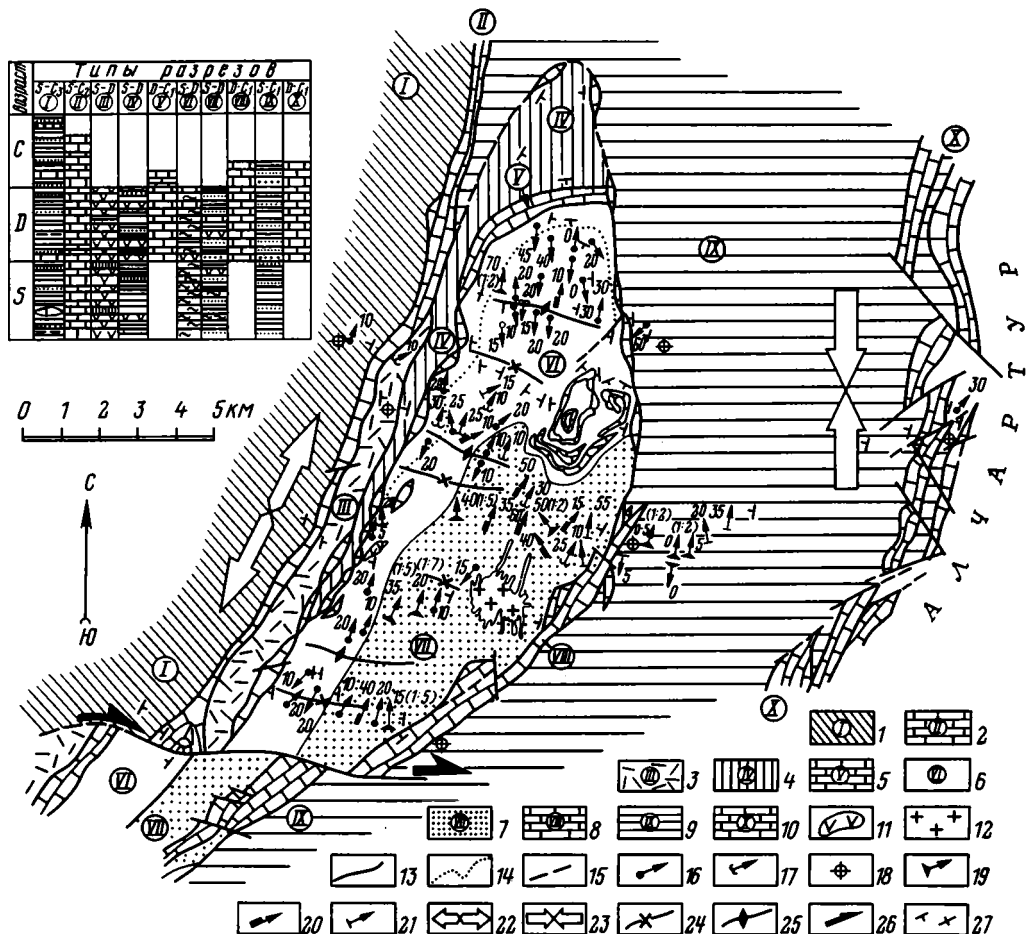


Рис. 23. Структурно-деформационная карта Сугутского блока

1—10 — типы разрезов: 1—7 (нумерацию см. на рис. 21), 8 — карбонатный (D—C₁), 9 — терригенный (S₂—C₁), 10 — карбонатный (D—C₁); 11, 12 — интрузии; 13 — основного состава, 12 — кислого состава; 13 — стратиграфические границы; 14 — фациальные границы; 15 — тектонические границы; 16—21 — структурно-деформационные элементы: 16 — направление и угол погружения шарниров складок малых амплитуд, 17 — направление удлинения и угол наклона гребней и впадин гофрированной и пloyчатой поверхности в сланцах, 18 — нулевая деформация галек в конгломератах и гравелитах, 19 — направление максимального удлинения и угол наклона галек в деформированных конгломератах и гравелитах, в скобках отношение минимального и максимального размеров галек, 20 — направление максимального разлинования будинированных прослоев песчанников, 21 — направление линий штриховки на плоскостях рассланцевания и угол ее наклона относительно плоскости горизонта; 22 — участки значительного продольного растяжения; 23 — участки продольного сжатия; 24, 25 — оси крупных складок, поперечных генеральному простиранию пород: 24 — синклинали, 25 — антиклинали; 26 — направление сдвиговых перемещений; 27 — элементы залегания пород

сохранивших додеформационную мощность, а также о максимальных амплитудах перемещения в межклизовых участках. Направление осей утонения (растяжения) и простирание плоскостей рассланцевания совпадают с направлением оси синклинория.

На юго-восточном обрамлении Терекдаванского синклинория гряды известняков имеют додеформационную мощность, 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

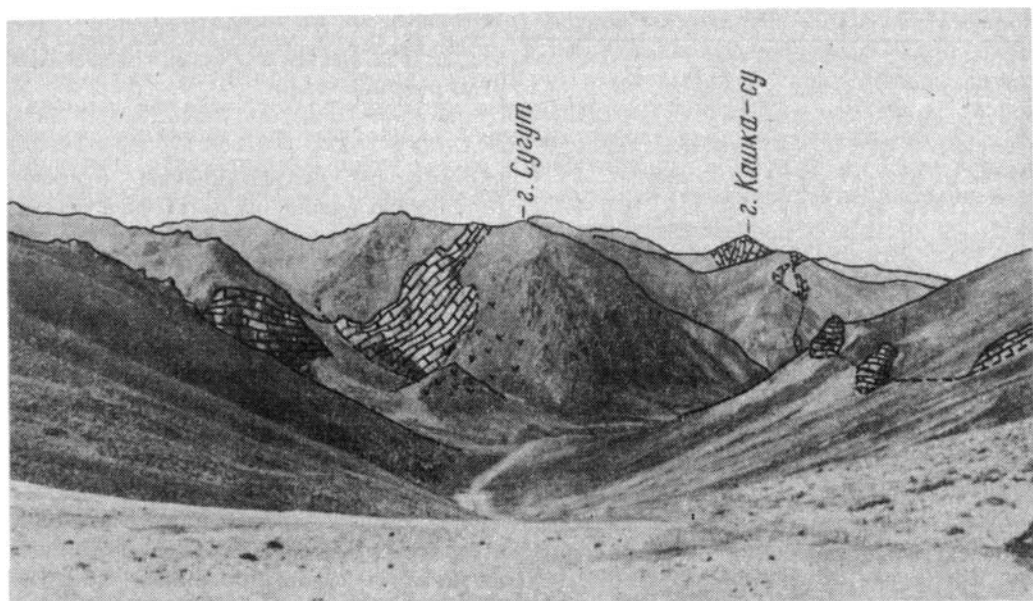


Рис. 24. Линзы—будины известняков вдоль западного ограничения Сугутского блока

горизонтального торошения, и на отдельных участках это приводит к горизонтальному сдвигу разреза. Контакты с окружающими породами сорванные, а в приконтактных зонах наблюдается брекчирование и дробление.

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

Другим важным индикатором пластической деформации являются будинаж-структуры (макроуровень исследования), наблюдаемые в слоистых терригенных толщах, а также деформация галек, обломков и крупных зерен (миниуровень) 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, 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 северо-северо-восток $10-30^\circ$), 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 ($a_1:a_3=5:1-7:1$) отмечается в южной, наиболее сжатой части

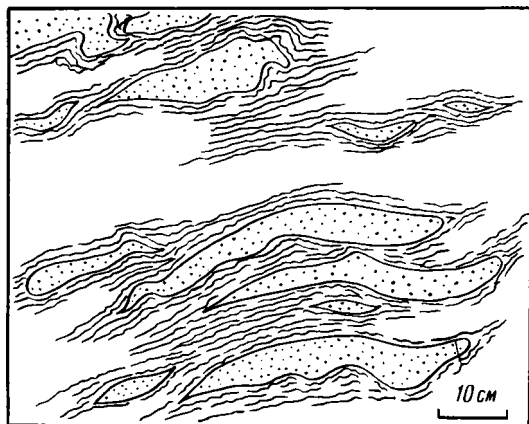


Рис. 25. Будины мелкозернистого кварцито-видного песчаника среди толщи зеленых сланцев (сугутская серия)

структуры: коэффициенты относительного удлинения галек, рассчитанные [Лукьянов, 1980] по формуле $E_1 = \sqrt{a_1^2 / (a_2 \cdot a_3)}$ (при $a_2 = a_3$), достигают 200—270%.

В центральной, наиболее широкой части синклинали эти величины составляют $E_1 = 100—180\%$, минимальные удлинения галек приурочены к северной центриклинальной зоне структуры ($E_1 = 20—60\%$).

Величины деформации закономерно увеличивается от краевых зон к центральной, осевой части структуры. В терригенных толщах за пределами метаморфического ядра в горизонтах конгломератов фиксируется нулевая деформация ($E_1 = 0$) 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 четкие 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 обломки растащены в направлении удлинения галек пластичных разностей пород. Цементирующая глинисто-песчаная масса в гравелитах заметно рассланцована. По плоскостям рассланцевания, огибающим гальки 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 синклинали по всему разрезу наблюдается максимальное разлинзование. 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 (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 удлинения в направлении падения пластов незначительные и не превышают 10—12%.

В наиболее широкой части синклинали будинирование выражено слабее: величины относительных удлинений будинированных слоев не превышают нескольких десятков процентов. Растяжение одноосновное, 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 крыль-

ях и с амплитудами до нескольких сот метров устанавливаются в центральной части ядра. Гофрировка, пльчатость и штриховка, приуроченные к прослоям глинистых, метаморфизованных разностей и метаморфических сланцев, по-видимому, не являются результатом интенсивного продольного сжатия, а, скорее всего, возникли при послойном горизонтальном проскальзывании отдельных пластин относительно друг друга. Ориентировка горбов и впадин гофрированных и пльчатых поверхностей имеет субмеридиональное направление.

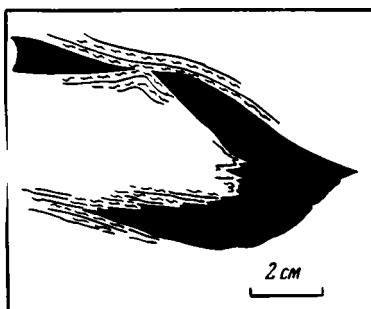


Рис. 26. Нагнетание материала в замок складки и его отрыв от крыльев (крылья рассланцованы)

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 обрамлении ядра. Складки здесь изоклинальные, сильно сжатые, с крутыми крыльями (углы падения $50\text{--}75^\circ$), 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 пльчатость 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 5—50 см образуют складки простого изгиба, а заключенные между ними глинистые и особенно метаморфические сланцы подвергаются пластической деформации, образуя мелкие сложные складки межслойного пластического течения. В замках складок в результате перераспределения вещества фиксируется увеличение мощности пластичных сланцев и соответствующее уменьшение мощности пластических разностей на крыльях (рис. 26).

Данные замеров падений шарниров мелких продольных складок позволили выделить три крупные антиклинальные и сопряженные с ними синклиналильные складки, поперечные генеральному простираению складчатой структуры в целом (см. рис. 23). Оси поперечных складок имеют субширотное простираание, углы падения пород на крыльях поперечных складок устанавливаются по углам падения шарниров мелких продольных складок и составляют $10\text{--}20^\circ$.

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ СУГУТСКОГО МАССИВА

Линзовидная форма выходов карбонатных толщ, трассирование линз и клиньев по одной линии и следы пластической деформации приводят к выводу о наибольшем удлинении в плоскости напластования и по простираанию толщ (по оси синклиналильной 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

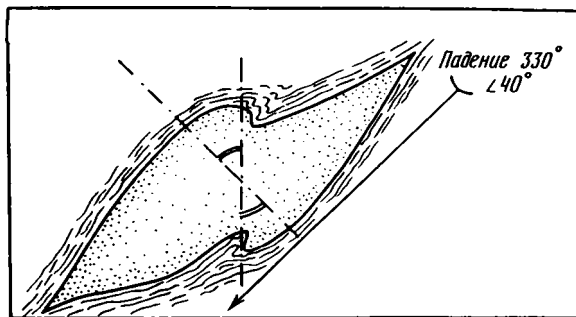


Рис. 27. Ротация будины песчаника

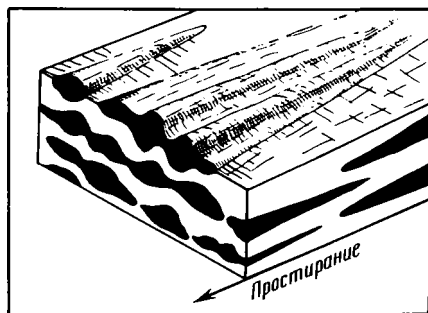


Рис. 28. Будинаж прослоев песчаника

пакета послойных тектонических чешуй и покровов. Проскальзывание одних горизонтов относительно других фиксируется и по структурам вращения, в частности по повороту будин (рис. 27). 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 же 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 (см. рис. 23) показывают, что деформация осуществлялась по крайней мере в двух планах — при вертикальном сдвливании и в процессе пластического нагнетания вещества по направлению общего простиранья структуры (с юга на север).

Наличие вертикального сдвливания подтверждается интенсивным горизонтальным растяжением (до 100—500%) в плоскости напластования пород при общей синклинальной структуре зоны. Растяжение фиксируется по развитию будинажа (рис. 28), сланцеватости, межслойному проскальзыванию горизонтов относительно друг друга, замерам величин деформации.

Нагнетание вещества в горизонтальном направлении и по простиранью 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 простиранья 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, видимо, 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 нагнетания материала). О нагнетании масс в ядро Терекдаванского синклиория может свидетельствовать и общая последовательность развития структуры, отмеченная А.Е. Довжниковым [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 восточноалайских структур. В.С. Буртман [1968] считает эту структуру крупной горизонтальной складкой, возникшей в заключительную стадию палеозойского развития складчатой области.

Учитывая имеющийся материал, полученный 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]. Массы пластичных пород, имея на востоке жесткий упор в виде древнего Сулутерекского массива и Таримского массива в целом (см. рис. 1), вынуждены были деформироваться, образуя постепенно крупную горизонтальную складку, т.е. изгиб Восточно-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. Сдвиг этот трассируется далеко на запад и отражает новейшие подвижки, вызванные, вероятно, тем же меридиональным сжатием. Вероятно, мезозойско-кайнозойские и неоген-четвертичные впадины Южного Тянь-Шаня заложены вдоль таких сдвиговых зон, во всяком случае, их структурное положение и морфология не противоречат такому 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 вулканогенной толщи II и на уровне наиболее 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 характер-

ный комплекс вторичных минералов, образующихся при зеленосланцевом метаморфизме основных вулканитов. Основные вулканиты — это зелено-черные и зеленые породы, часто с фиолетовым оттенком, они или испытали только зеленокаменные изменения без развития сланцеватости, или 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 разобщенных линзовидных блоков, плавающих в общей массе зеленых сланцев. Краевые части вулканических тел (базальтовых потоков) изменены обычно значительно интенсивнее их внутренних зон, в которых порой сохраняются первичные магматические структуры и текстуры и первичный состав. В этих случаях определенно устанавливается первичная вулканическая природа пород, превращенных в зеленые сланцы.

Степень структурно-вещественных изменений обычно 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 метагенетических измененных терригенных пород расположено зеленокаменноизмененное пластовое тело базальтов. Мощность базальтов в наиболее широкой части 100 м, протяженность 1,5 км. Вулканиты залегают согласно с напластованием вмещающих толщ и имеют с ними тектонические контакты. По простираанию мощность

вулканитов 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 вулканитов. 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 пород 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, 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 чешуйчатое строение вулканогенной толщи, развитой на этом участке. В однородном полуторакилометровом разрезе основных вулканитов, которые залегают на кремнисто-вулканогенной толще, неоднократно чередуются слабо измененные вулканические породы с горизонтами метаморфических зеленых сланцев. Нижние контакты неизмененных вулканических пород с зелеными сланцами обычно резкие. Вверх по разрезу каждой пластины наблюдается постепенное увеличение степени структурных и вещественных преобразований, которые выражены в постепенном переходе от массивных афанитовых или мелкокристаллических базальтов и андезито-базальтов к метаморфическим сланцам эпидот-актинолитовой и зеленосланцевой фаций 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 метазенеза 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, 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 их 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 их 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 порфиробластами роговой обманки, относимые к подошве вышележащей пластины.

Подобных пластин выделено семь, мощности их различны (50—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 появляются 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, появляются обособленные 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 и светлых минералов более частое. Нередко в тонкорассланцованных разностях отмечается мелкая гофрировка и микроплойчатость с высотой кофр от нескольких миллиметров до 1 см.

Кроме вулканических пород, в пределах Сугутского блока выделяются 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 тождественны 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: "...степень вторичного преобразования отвечает зоне метагенеза — глубокого и начального, хотя в некоторых единичных пластах встречаются полностью преобразованные зеленосланцевые альбит-актинолитовые породы" [Там же, с. 148]. Это наблюдение свидетельствует о неравномерности проявления метаморфических процессов по разрезу [Шванов, 1983, с. 150].

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

Наиболее низкие горизонты разреза в целом изменены в меньшей степени, чем вышележащие вулканогенные породы, но особенно интересны взаимоотношения терригенной толщи III и терригенно-карбонатных образований суукторской свиты, слагающей 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.

Спецификой строения суукторской свиты является наличие прослоев карбонатных пород.

Существует мнение, что "между суукторской свитой и верхней частью сугутской серии нет разницы в степени преобразования" [Шванов, 1983, с. 151], но все же 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 отне-

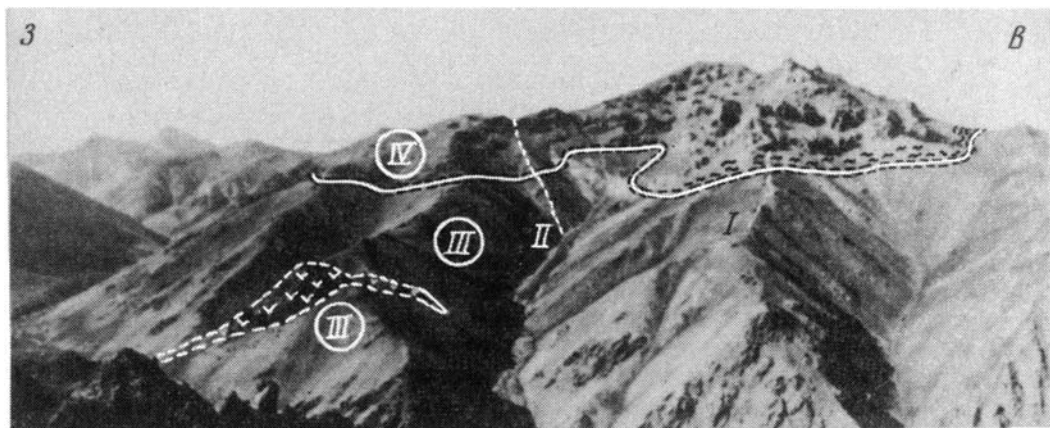


Рис. 29. Граница сугутской и суукторской свит (толщ III и IV)
Объяснения см. в тексте

сены к зоне глубокого метабазиса и фации зеленых сланцев, хотя среди них встречаются и горизонты почти неизменных пород.

Граница между преимущественно метабазисными породами толщи III и преимущественно зеленосланцевыми образованиями суукторской свиты четко картируется по смене уровня структурно-вещественных преобразований (рис. 29) и, хотя и следует определенному стратиграфическому уровню, является не стратиграфической границей, а границей резкой смены структурно-вещественных преобразований горных пород.

Приведу конкретные примеры.

По левому борту р. Кулдама (см. рис. 29, профиль I) снизу вверх по склону и с юга на север обнажается:

1. Толща переслаивания темно-серых до черных тонко- и среднеслоистых песчаников, алевролитовых и глинистых сланцев с отдельными маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов, галька в которых представлена кварцем, обломками кремней и песчаников. Песчаники кварцево-гравелитовые. Обломочная структура песчаников четко выражена, видны кварцевые и кремнистые обломки и зерна, пелитизированные реликты зерен полевого шпата. Зерна слегка удлинены и часто имеют линзовидную форму, как и гальки в гравелитах. Кварцевые зерна в ряде случаев (обычно не полностью) перекристаллизованы. 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 метабазиса. В толще развиты 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.

2. С четкой границей со слоем I на расстоянии нескольких десятков сантиметров (в других местах зона перехода может быть более узкой или более широкой — от десяти сантиметров до нескольких метров) толща метаморфических сланцев желтовато-серого, оливково-зеленого и темно-зеленого цвета. Степень структурных и минеральных преобразований резко меняется: на расстоянии нескольких 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. Развивается сланцеватость и пльчатость, возникает гофрировка (рис. 30). Появляются массивные выделения кварца, которые формируют послойные и реже секущие линзочки, прослойки, тонкие прожилковые инъекции (рис. 31). 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



Рис. 30. Гoffрировка в кварц-серицит-хлоритовых сланцах сугутской серии

также в тех зонах, где можно наблюдать постепенный переход от практически неизменных разностей пород к породам метаморфическим.

По левому борту р. Кулдама, примерно в 1 км к западу от предыдущего разреза (см. рис. 29, профиль I), снизу вверх по склону обнажаются:

Мощность, м

1. Толща четкослоистых 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 поверхности сланцеватости на границе прослоев различного состава, зерна кварца часто сохраняют обломочный габитус.

2. Кварц-серицит-хлоритовые оливково-зеленые сланцы, тонкоплекчатые, с мелкой гофрировкой поверхностей сланцеватости. Следы первичных структур и текстур полностью отсутствуют. Границы слоя чрезвычайно резкие 5

3. Толща пород, аналогичная слою 1, однако степень структурных преобразований более высокая. Пласты песчаников и алевролитов будинированы; будины растащены на значительные расстояния (до 1—3 длин будин); появляется 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 10

4. Тонкослоистые темно-серые и черные кремни. Толщина слоев 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 15—20

5. Толща пород, аналогичная по составу и строению слою 3 100

6. На расстоянии нескольких десятков сантиметров слой 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 складки согласно с общей структурой пород, но встречаются и секущие жилы кварца (рис. 32). В породе отсутствуют 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 100

7. 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 20

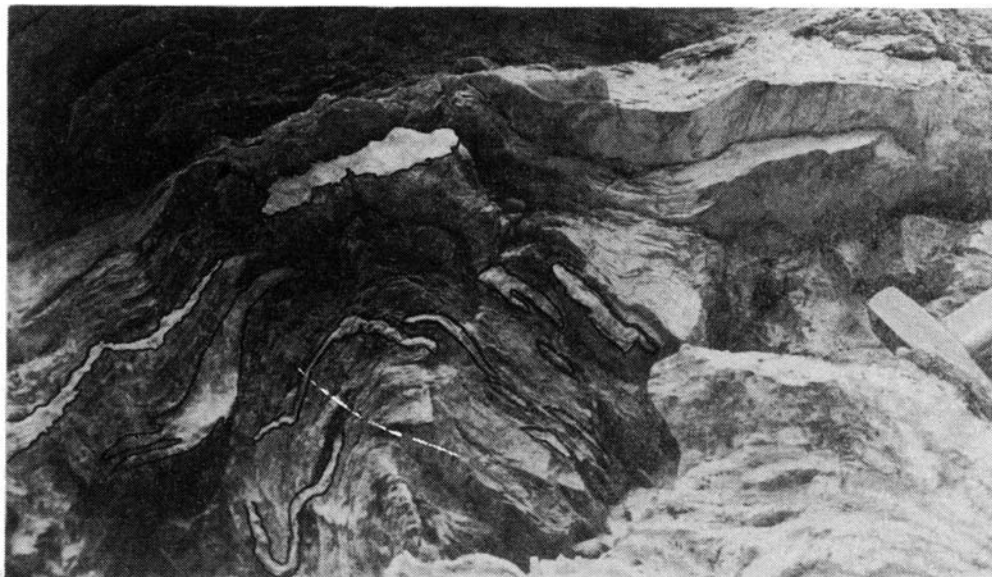


Рис. 31. Послойные кварцевые жилы в кварц-серицит-хлоритовых сланцах сугутской серии

8. Темно-зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоем (7 м) мраморизованных известняков, аналогичных слою 7 30—40

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 (см. рис. 29), происходит резкая смена структурно-метаморфических преобразований. Верхняя часть сугутской серии изменена, исключая отдельные зоны, в стадии метагенеза, тогда как породы суукторской свиты в подавляющем объеме преобразованы в зеленосланцевой фации. 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, в слое 8 сохраняется участок неизмененных (слабо измененных) пород. Степень структурно-вещественных преобразований нарастает вверх и вниз по разрезу. Переход от пород, измененных в стадии метагенеза, к собственно зеленым сланцам осуществляется на расстоянии нескольких десятков сантиметров, реже нескольких метров. Постепенно увеличивается степень пластического течения пород, что находит отражение в развитии сланцеватости, разлинзования, будинирования пластов песчаника, плйчатости и гофрировки. 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. На рис. 33 изображена будина песчаника, сохранившаяся среди зеленосланцевых пород.

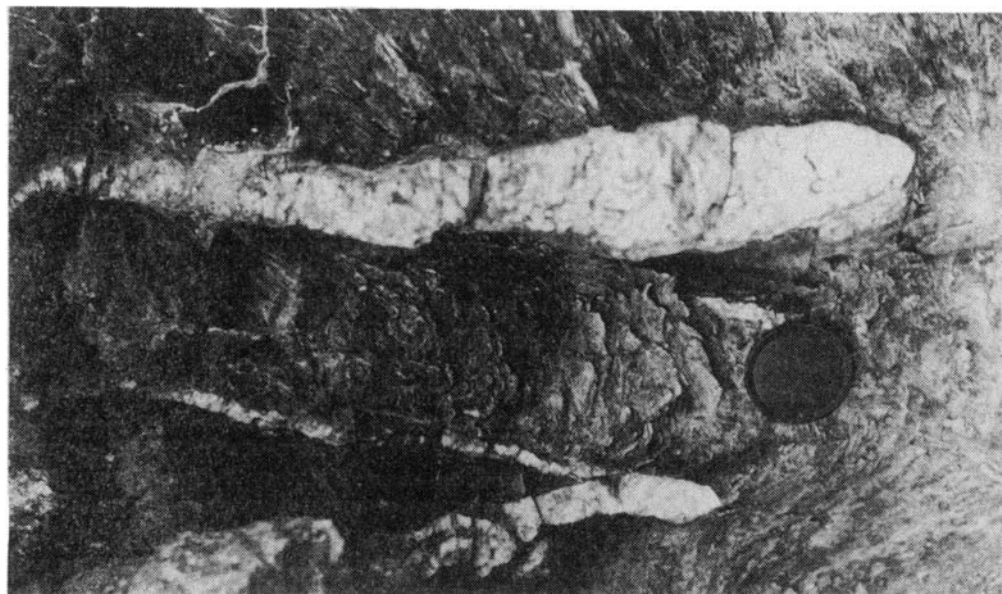


Рис. 32. Секущие кварцевые жилы в сланцах суугторской серии

Степень рассланцовки в разных частях будины различна и возрастает к ее краевым частям. К центру рассланцовка уменьшается. С возрастанием степени рассланцевания растет и объем выделений свободного кремнезема, который концентрируется в виде кварцевых прожилков, расположенных вдоль поверхностей сланцеватости. Степень рассланцовки связана со степенью минеральных преобразований. В центре будины песчаник сохраняет свой первичный состав и структуру (происходит лишь незначительная перекристаллизация цемента), в краевых частях возникает новый комплекс метаморфических минералов — альбита, серицита, гранулированного кварца, т.е. структурная и минеральная перестройка взаимосвязаны, и с ними непосредственно связан процесс дифференциации вещества. В процессе пластической деформации и метаморфизма (а также и метагенеза) яркое выражение находит процесс выделения сульфидов. Разделение вещества происходит и при процессе пластического нагнетания вещества в область меньших давлений. На рис. 34 видно, что при нагнетании вещества происходит как бы его отжим и разделение на две части: темно-цветные минералы образуют основную массу, а кварцево-кремнистые минералы концентрируются в виде жилок и будин. Форма кварцево-кремнистых прожилков свидетельствует о значительном пластическом течении вещества.

Рассмотрим теперь взаимоотношения метаморфических сланцев и прослоев карбонатных пород, составляющих значительную часть разреза суукторской свиты. Суукторская свита составляет ядро синклинали структуры, осложненной более мелкими складчатыми и разрывными дислокациями. Толщи метатерригенных пород чередуются в разрезе с пластами мраморизованных известняков и доломитов. Мощность пластов карбонатных пород варьирует от нескольких метров до 100—150 м. Контакты сланцев и известняков обычно тектонические. Пласты известняков представляют собой серии будин протяженностью от 20—30 м до 1 км и более (см. рис. 21, 22). В пределах будин известняки и доломиты разбиты на чешуи, линзы, клинья, разделенные поверхностными разрывами и надвинутые друг на друга (рис. 35). Верхняя и нижняя границы известняковых пластов обычно ровные, параллельные направлению сланцеватости

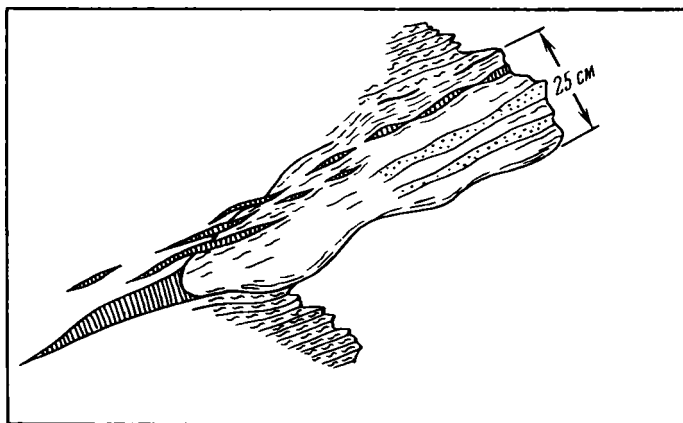


Рис. 33. Будина песчаника в толще зеленых сланцев (толща IV)
Объяснения см. в тексте

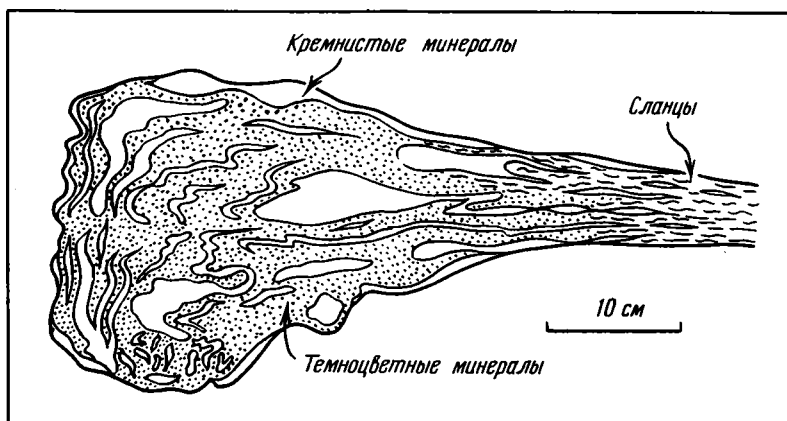


Рис. 34. Нагнетание материала в зоны геодинамических убежищ

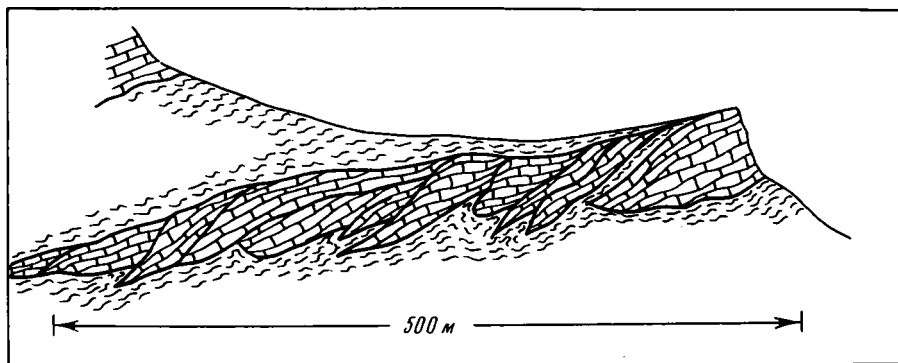


Рис. 35. Разлинзование и торошение карбонатных пластов в толще IV

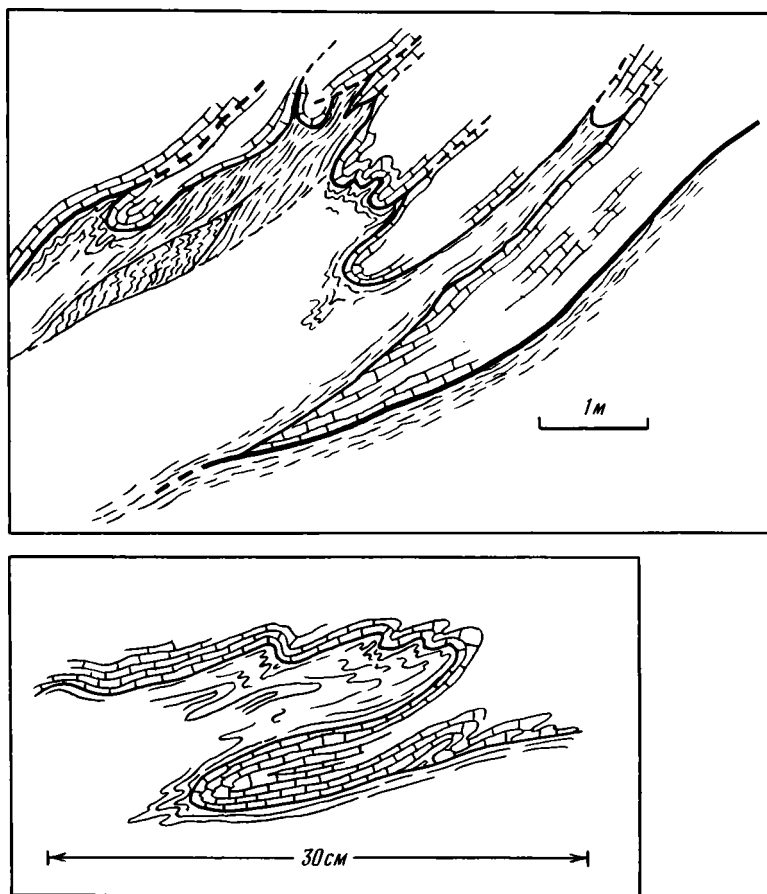


Рис. 36. Характер контакта зеленых сланцев и карбонатных пластов в толще IV

вмещающих пород. В известняках наблюдается микроплойчатость, сформированная сепарированными в процессе пластической деформации глинистым и карбонатным веществом.

Пласты, линзы и будины карбонатных пород подстилаются и перекрываются метатерригенными породами суукторской свиты. В ряде мест при приближении к нижней поверхности пласта известняков или доломитов степень структурно-вещественных преобразований горных пород нарастает до полного исчезновения первичного облика. Сланцы затекают во все неровности поверхности известняков, инъецируют их по трещинам и разрывам. На границе сланцев и известняков появляются милониты. Карбонатные и терригенные породы деформированы конформно и испытывали одновременно пластическую деформацию (рис. 36). Несмотря на общее дискордантное залегание известняков и сланцев, сохраняются участки их конформного залегания и полного совпадения структурного рисунка внутри известняков и сланцев с формой поверхности контакта.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО И СУГУТСКОГО МАССИВОВ

В пределах Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов вторичные вещественные преобразования в той или иной степени захватывают породы всего стратиграфического разреза. Вторичные изменения соответствуют широкому диапазону от умеренного катагенеза до эпидог-амфиболитовой и глаукофан-зеленосланцевой фаций метаморфизма.

Распределение метаморфических пород по площади и по разрезу неравномерное. 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), образуя линейные зоны незначительной (до первых сотен метров) мощности. Внутри крупных объемов метаморфических толщ (как линейных, так и площадных) распределение вторичных вещественных преобразований также неравномерное, 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 Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов и по 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.

1. Литологический фактор. Определяет податливость пород различного состава и гранулометрии вторичным преобразованиям.

2. Структурный фактор. Выражен в пространственной приуроченности зон метаморфизма (или зон повышенной в сравнении с фоновой степени вещественных преобразований) к послойным срывам, поверхностям тектонических чешуй и покровов.

3. 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 захватывают только отдельные зоны и выражаются в появлении серицита и хлорита в цементе и в 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 структурно-текстурные особенности толщ: исчезают признаки первичной слоистости и стратификации, развивается сначала сланцеватость, а затем кристаллизационная слоистость, появляются выделения свободного карбоната и кремнезема. Эмпирическая закономерность соответствия интенсивности минеральных и структурно-структурных преобразований, свидетельствующих о пластической деформации, позволяет говорить о структурно-вещественных, а не просто метаморфических преобразованиях, а также считать кинематический фактор определяющим при структурно-вещественной перестройке горных масс описанного района.

Данный вывод находит подтверждение и при анализе распределения тектонофаций и вещественных преобразований в пределах Сугутского блока [Соловьев, 1986].

ГЛАВА ТРЕТЬЯ
**ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКИЙ МАССИВ —
ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ**

В предыдущих главах рассмотрены основные закономерности формирования тектонической структуры и метаморфических толщ Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов. Однако, для того чтобы понять более общие закономерности геодинамического развития описанных регионов и Южного Тянь-Шаня в целом, необходимо рассмотреть, помимо чисто структурных аспектов, характер геологической эволюции региона в целом и попытаться восстановить те палеогеографические и палеотектонические обстановки, в которых формировалась специфическая структура Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов и происходили метаморфические преобразования горных масс.

В строении Ганза-Чимтаргинского массива принимают участие в основном палеозойские образования. Наличие более древних отложений — докембрийских — достаточно проблематично, а более молодые — мезозойско-кайнозойские — приурочены к отдельным впадинам и не определяют стиля геологического строения района. Поскольку в данной работе речь идет главным образом о палеозойском развитии Южного Тянь-Шаня, то мы в первую очередь обратимся к описанию палеозойского разреза. Изучением разреза палеозойских отложений, слагающих территорию Фанских гор и сопредельных территорий, занимались многие исследователи: П.Д. Виноградов [1970], П.Д. Виноградов и др. [1961], А.И. Ким [1963], М.М. Кухтиков [1968], А.И. Лаврусевич [1971, 1980], В.Л. Лелешус [1959, 1964, 1966], В.Р. Мартышев [1956, 1970, 1976], З.З. Муфтиев и А.С. Шадчинев [1970], В.Д. Салтовская [1961, 1964], Н.С. Торшин [1970, 1976], Г.В. Федоров [1982], В.Н. Шванов [1983] и многие другие, данные которых наряду с моими личными наблюдениями использованы при описании разрезов и стратиграфических схем. В разрезе отложений, слагающих Ганза-Чимтаргинский массив, выделяются три литостратиграфических комплекса пород: нижний — терригенно-вулканогенный (метаморфизованный), средний — карбонатный и верхний — кремнисто-терригенный.

**НИЖНИЙ (ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫЙ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫЙ)
ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (РИФЕЙ—СИЛУР)**

**Литолого-петрографическая характеристика, фации,
положение в разрезе**

Существует несколько мнений о характере внутреннего строения комплекса и о соотношении в разрезе различных типов пород. Если отбросить разногласия по частным, не имеющим принципиального значения вопросам, то можно констатировать, что имеются две схемы: первая схема предложена Д.А. Старшининым и использована В.Н. Швановым [1983] при детальном литолого-петрографическом изучении, вторая предложена Г.В. Федоровым [1982]. Но прежде чем перейти к разбору этих схем, приведу описание нескольких характерных разрезов (см. рис. 18; рис. 37, 38).

Разрез по водораздельному гребню ручьев Тоде и Ганза (см. рис. 38, профиль б). В данном разрезе наблюдается серия тектонических чешуй, сложенных различными образованиями палеозойского разреза, в том числе и породами нижнего литостратиграфического комплекса.

Разрез нижней тектонической чешуи (слои 5—15, снизу вверх):

5. Толща (300 м) измененных до степени зеленых сланцев метавулканитов базальтового и андезито-базальтового состава и их туфов. Возможно присутствие и более кислых разностей. Первичный состав устанавливается по наличию реликтовых участков слабо измененных вулканитов.

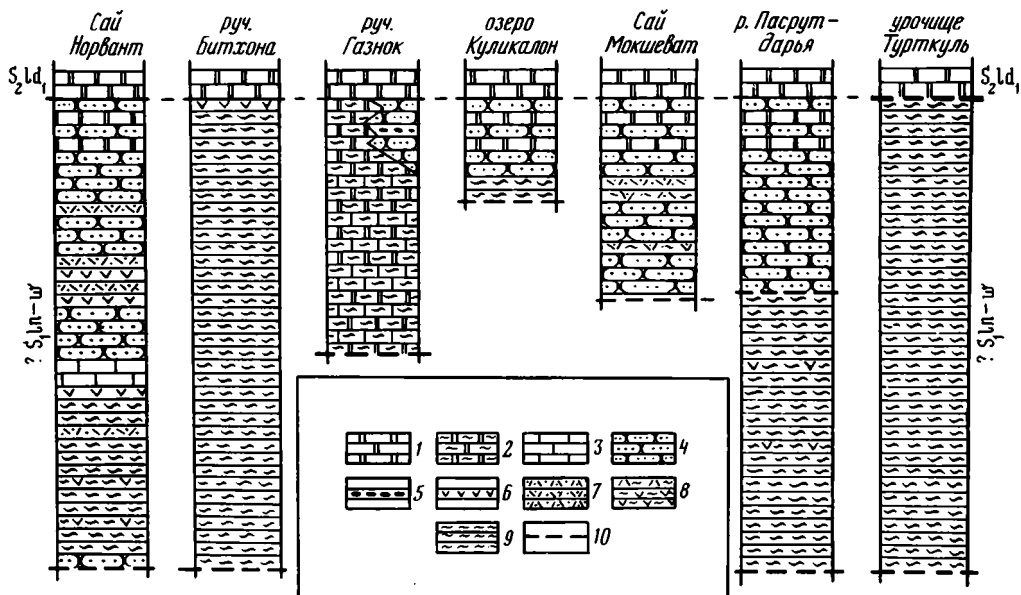


Рис. 37. Разрезы нижнего литостратиграфического комплекса в районе Ганза-Чимтаргинского массива

1 — доломиты и известняки среднего литостратиграфического комплекса; 2—9 — породы нижнего комплекса: 2 — рассланцованные доломиты, 3 — известняки, 4 — кварциты, 5 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты, 6 — эффузивы и туфы основного состава, 7 — эффузивы и туфы среднего и кислого состава, 8 — рассланцованные и метаморфизованные эффузивы с реликтами первичных текстур и структур, 9 — зеленые сланцы; 10 — поверхности надвигов, внутриформационных и метаморфических срывов

представленных темно-зелеными раскристаллизованными породами с порфиоровыми вкраплениями пироксена и роговой обманки. В толще метавулканитов встречаются тонкие линзочки и прослои (10—30 см) серых известняков.

6. Светло-серые и серые кристаллические слоистые известняки (20 м).

7. Светло-серые грубо- и среднеслоистые сливные кварциты (40 м).

8. Пачка рассланцованных основных вулканитов зеленого и фиолетового цвета. Рассланцовка несколько слабее, чем в породах слоя 1.

9. Светлые сливные кварциты с тонкими прослоями доломитов.

10. Пачка (25 м) черных мелко- и среднекристаллических чистых и доломитизированных известняков. Известняки раздроблены и пронизаны многочисленными жилками кальцита. Пласт на расстоянии 100—120 м выклинивается.

11. Светлые сливные кварциты, грубо- и среднеслоистые, аналогичные слою 9.

12. Пачка (20 м) чередующихся средне- и толстослоистых, а в верхней части — тонкослоистых черных мелкозернистых доломитов и светлых розовато-белых кварцитов. Вверх по разрезу удельное значение доломитов возрастает и слой 12 быстро, но постепенно переходит в слой 13.

13. Пачка черных мелкокристаллических доломитов с брекчиевидной текстурой. Характерны бурая выветрелая поверхность доломитов и многочисленные скопления кораллов. Доломиты данного слоя принадлежат к фавозитовому горизонту лландоверийского—венлокского ярусов нижнего силура и фиксируют обычно верхнюю границу комплекса.

Разрез верхней тектонической чешуи (слои 16—19, снизу вверх):

16. Толща преобразованных до степени зеленых сланцев метавулканитов базальтового и андезито-базальтового состава и их туфов. На отдельных участках сохраняются элементы первичного напластования и облика пород, представленных зеленовато-красными мелкокристаллическими разностями.

17. Светлые слоистые кварциты.

18. Толща переслаивающихся черных доломитизированных известняков и доломитов и светлых кварцитов. Доломиты мелкозернистые, иногда с отчетливо выраженной брекчиевидной текстурой, которая образована многочисленными более или менее изометричными, прилегающими друг к другу лепешкообразными карбонатными образованиями, сцементированными глинисто-карбонатным и чистым карбонатным веществом. Кварциты представлены или сливными разностями, или кварци-

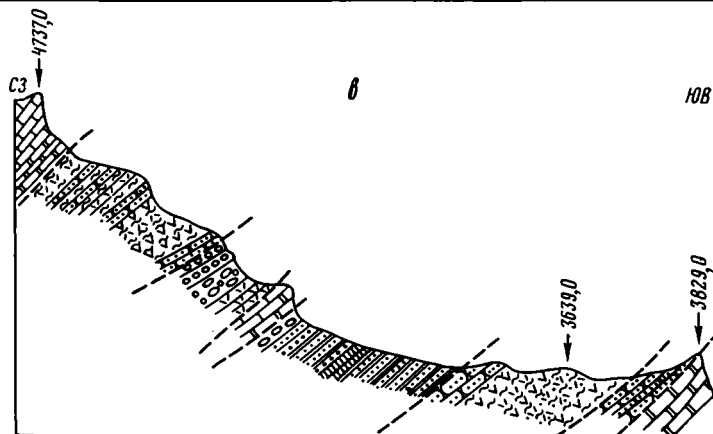
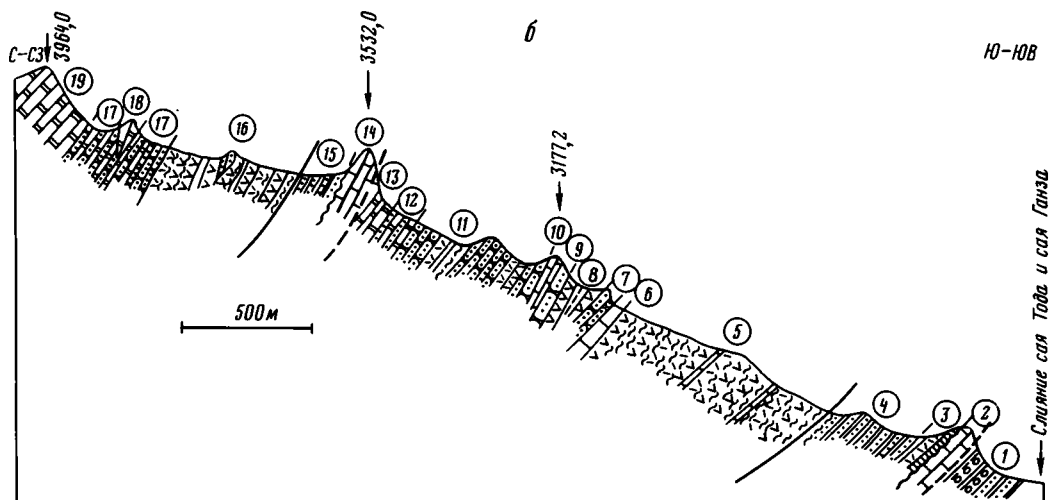
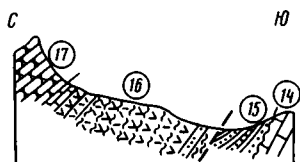
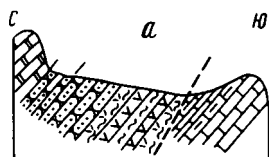


Рис. 38. Геологические профили в восточной и северо-восточной частях Ганза-Чимтаргинского массива

Объяснения см. в тексте

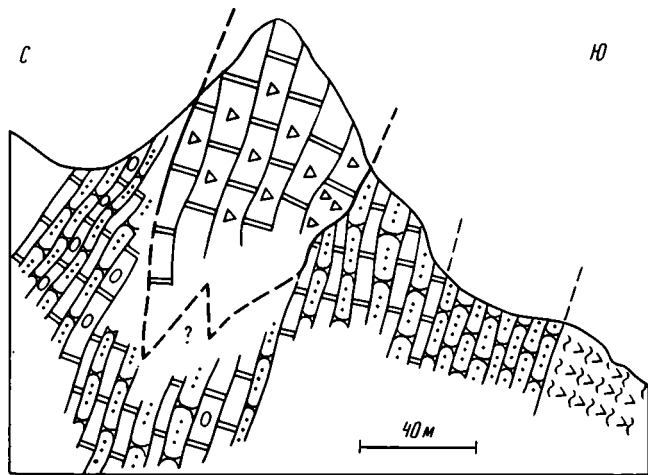


Рис. 39. Линза органогенных известняков среди кварцит-карбонатных толщ нижнего литостратиграфического комплекса

товидными светло-серыми и желтовато-серыми песчаниками. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, окатанность зерен средняя и хорошая. Состав зерен: кварц (до 90% и более), обломочки черного кремня. Слоистость средняя, реже тонкая и грубая, очень четкая. Среди слоистых доломитово-кварцевых отложений наблюдается линза массивных брекчиевидных доломитов (рис. 39), переполненных остатками кораллов. Массивные доломиты выклиниваются по простиранию и замещаются слоистыми породами. Выше линзы массивных пород расположены пласты доломитовых брекчий.

19. Массивные неясно слоистые и грубослоистые мелкокристаллические доломиты с брекчиевидной текстурой. Доломиты во многих местах переполнены остатками кораллов, образующих пластовые и линзообразные скопления.

Рассмотрим теперь строение двух разрезов по северному обрамлению Ганза-Чимтаргинского массива.

Разрез по саю Шоме, бассейн р. Пасрутдарьи (снизу вверх по склону от устья р. Пасрутдарьи) (см. рис. 37):

1. Пестроцветные песчаники, гравелиты, алевролиты, глины мезозойского возраста. Выше по надвигу на мезозойско-кайнозойских породах залегает слой 2.

2. Толща зеленых кварц-серицит-хлоритовых и серицит-кварцевых сланцев, в нижней части на контакте с мезозоем превращенных в милониты. Породы сильно рассланцованы и изменены. В ряде горизонтов практически не остается следов первичного состава и структуры пород. Однако во многих местах встречаются не полностью измененные разности, и тогда можно видеть, что сланцы сформированы по глинисто-песчаным породам, которые незакономерно чередуются в разрезе. Метатерригенная толща сменяется вверх по склону небольшой пачкой (несколько метров) тонкоплитчатых неясно слоистых черных мелкокристаллических известняков. В известняках видны многочисленные кальцитовые жилки причудливой формы, образовавшиеся, судя по очертаниям, по раковинному детриту.

3. Толща светлых кварцитов — белых и желтовато-фиолетовых. Кварциты сливные, плотные, четкослоистые. Слоистость тонкая и средняя. В разрезе чередуются толстослоистые (грубозернистые) и тонкослоистые (мелкозернистые) разности. Кварциты расслоены тонкими прослоями кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Встречаются пачки (до 20 м) чистых сливных кварцитов. Вверх по разрезу кварциты постепенно сменяются толщей слоя 4.

4. Толща (100 м) переслаивающихся массивных сливных кварцитов и доломитов. Кварциты аналогичны слою 3. Доломиты черные, мелкокристаллические, толщина пластов 30—100 см.

5. Толща массивных грубослоистых черных искристых доломитов нижеаргской подсветы верхнего венлока — нижнего лудлова.

Все переходы между слоями и пачками быстрые, но постепенные.

Разрез по правому борту р. Пасрутдарьи в районе ручья Битхона (см. рис. 37).

В данном разрезе наблюдается монотонная толща метапесчаников, метаалевролитов, метасланцев, метакремней, превращенных в кварц-серицит-хлоритовые

зеленые сланцы. Сланцы светлого оливково-зеленого и серо-зеленого цвета. В толще заключены пласты доломитизированных известняков. Положение известняков в разрезе неясно — они могут быть членами разреза или фиксировать отдельные тектонические пластины. Известняки имеют брекчиевидное строение, в массу темного карбонатного вещества включены обломки более светлых разностей, многочисленные скопления органического детрита: остатки кораллов, мшанок, криноидей и пр. Степень рассланцовки и вещественных изменений в толще зеленых сланцев сильно варьирует. В некоторых горизонтах сохраняются признаки первичного состава и первичных текстур и структур осадочных пород. Другие горизонты подверглись настолько существенным структурно-вещественным преобразованиям, что никаких признаков первичного происхождения пород не сохранилось. Но в верхней части разреза степень вторичных изменений несколько падает, и можно видеть, что наиболее высокие горизонты разреза сложены массивными диабазами и их туфами, которые вверх по ровной четкой стратиграфической границе сменяются толщей неясно слоистых искристых доломитов нижеаргской подсыты. Нужно отметить при этом, что в нижних частях разреза, обнажающихся в долине Пасрутдарьи, также обнаружены тела основных вулканитов, перекрытых метатерригенными образованиями. В целом в толще наблюдается уменьшение количества кремнистых пород снизу вверх по разрезу и соответственно увеличение объема терригенных пород. При этом большую роль играют пелитовые и мелкозернистые (алевролиты, песчаники) породы.

Сланцевые толщи нижней трети разреза протягиваются на восток до долины р. Шинг, а к северу их можно проследить от места слияния рек Шинг и Магиан еще на некотором расстоянии. В долине р. Шинг описываемые члены разреза участвуют, как и в более западных районах, в строении тектонических чешуй, повторяясь неоднократно при движении снизу вверх по склонам массива. Практически везде они занимают одинаковую структурную позицию выше терригенных образований пушневатской свиты девона — верхнего палеозоя или залегают на карбонатных отложениях силура—девона.

Разрез в верховьях сая Мосриф (см. рис. 18, профиль *в*, снизу вверх по склону):

3. Темно-зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы с реликтами метавулканитов основного (?) состава.

4. Светлые четкослоистые кварциты с прослоями черных доломитов.

5. Толща доломитов, слоистых в нижней части и массивных в верхней.

На доломиты по разрыву налегают следующие слои:

6. Зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, аналогичные слою 3.

7. Светло-серые и желтовато-белые среднеслоистые кварциты.

8. Черные слоистые доломиты.

Переходы между слоями 3, 4, 5 и 6, 7, 8 постепенные.

В этом разрезе мы видим повторение одной и той же последовательности литологических пачек, аналогичной описанной в предыдущих разрезах. Сходные взаимоотношения можно наблюдать и в остальных разрезах данного района (см. рис. 18, профили *а*, *б*).

Разрез по водораздельному гребню рек Арчамайдан и Амшут.

Здесь выше терригенно-кремнистых образований пушневатской свиты среднего девона — верхнего (?) карбона залегают по надвигу:

1. Толща зеленых, серо-зеленых и фиолетовых сланцев. В толще сланцев встречаются реликты слабо измененных пород: основных и средних вулканитов, туфов, песчаников, кварцитов. Вверх по разрезу метавулканиты и метатерригенные породы сменяются слоем 2.

2. Пачка светлых сливных кварцитов, метавулканитов (метадиабазов), красных метатуфов. Слой 2 вверх по склону сменяется пачкой пород слоя 3.

3. Черные доломиты, массивные и неясно слоистые, мелкокристаллические. Вверх по разрезу массивные доломиты сменяются глинистыми тонкополосчатыми известняками и доломитами. Аналогичное строение комплекса можно наблюдать практически на всей площади Ганза-Чимтаргинского массива. Во всех разрезах выделяются сходные по литолого-петрографическому составу пачки пород с одинаковой последовательностью их напластования. Низы доступных наблюдению разрезов обычно сложены преоб-

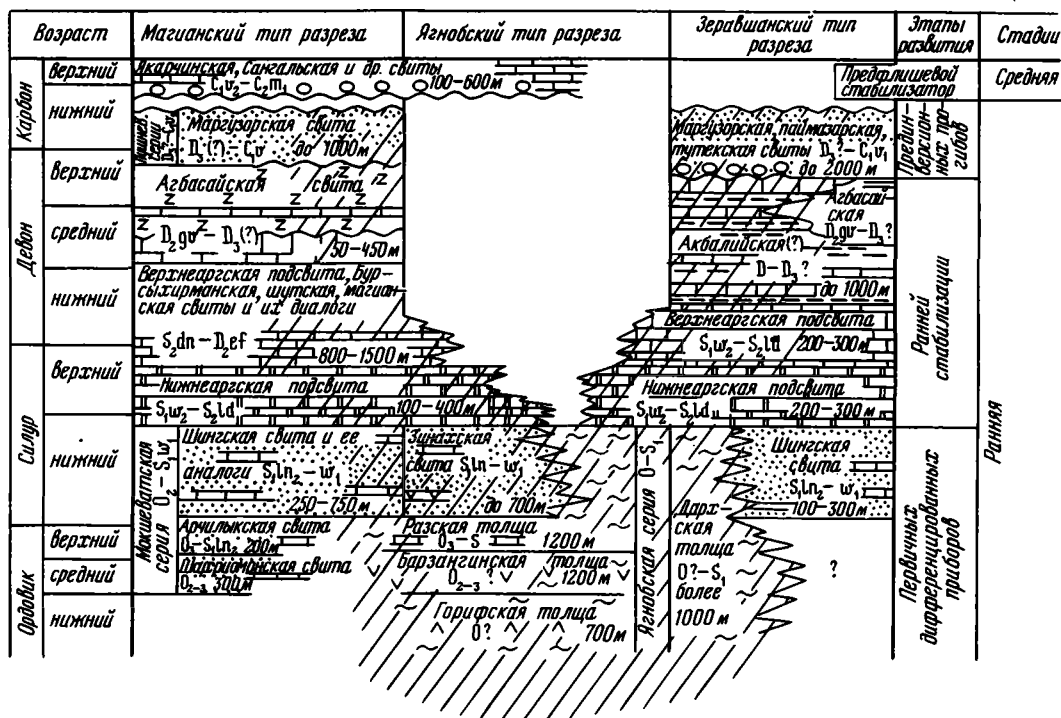


Рис. 40. Типы разрезов Зеравшано-Гиссарской зоны [Шванов, 1983, рис. 7]
Объяснение см. в тексте

разованными в фации зеленых сланцев метавулканитами с прослоями и пачками терригенных и карбонатных пород; вверх по разрезу рассланцованные метавулканиты сменяются преимущественно кварцевой пачкой, которая постепенно переходит в толщу переслаивающихся кварцитов и доломитов. Значение карбонатных пород вверх по разрезу возрастает, и кварцит-доломитовая пачка сменяется толщей черных искристых доломитов с большим количеством остатков коралловой и другой фауны. Такие взаимоотношения особенно характерны для юго-восточной части Ганза-Чимтаргинского массива, но в принципе сохраняются на всей площади развития пород нижнего литостратиграфического комплекса.

В самых верхних горизонтах состав пород более или менее выдержан, но в целом наблюдаются значительные вариации состава как по разрезу, так и по простиранию, и это приводит к неоднозначному пониманию соотношений между различными толщами и свитами.

Как уже упоминалось, существуют две схемы, трактующие эти соотношения.

Согласно схеме, предложенной Д.А. Старшининым и детализированной В.Н.Швановым [1983], в пределах развития метаморфических толщ нижней трети разреза Зеравшано-Гиссарской горной области можно выделить три типа разрезов — магианский, ягнобский и зеравшанский (разделение на три типа сохраняется авторами и для более высоких горизонтов разреза) (рис. 40). Наиболее распространен на исследуемой территории ягнобский тип разреза. Породы магианского и зеравшанского типов расположены соответственно южнее и севернее ягнобского и вместе с последним образуют огромные поля метаморфитов¹.

Магианский и зеравшанский типы разрезов. Наибольшим распространением в этих типах разрезов пользуются породы мокшеватской свиты. Как мокшеватскую свиту В.Н. Шванов выделяет мощную (800 м) серию пород терригенно-

¹ В этом разделе описание общего строения и петрографии метаморфических толщ дается по данным В.Н. Шванова [1983].

го состава. Наиболее характерными являются песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами и известняками. Отмечаются также тела кислых эффузивов и прослои кварцевых гравелитов. В самом общем плане на юго-западе Зеравшано-Гиссарской зоны устанавливается преобладание кварцевых песчаников, известняков и кислых эффузивов, которые вверх по разрезу сменяются слоистыми органическими известняками. К востоку и северо-востоку происходит фациальное замещение верхней карбонатной толщи сланцами и кварцевыми песчаниками. По периферии Ганза-Чимтаргинского массива последние преобладают. Отложения, относимые к шингской и зинахской свитам, обычно отвечают зоне перехода от осадочных толщ к метаморфическим. Там, где породы изменены незначительно (зона катагенеза), можно видеть, что светлоокрашенные песчаники сложены хорошо окатанными и отсортированными зернами кварца (до 95%), кремня, калиевых полевых шпатов, редкими обломками эффузивных пород. Цемент карбонатный, слюдисто-хлоритовый или смешанный, от порового до базального. Мощность пластов меняется от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м. Верхняя и нижняя границы пластов резкие, градиционная слоистость, как правило, отсутствует. Породы толщи подверглись вторичным преобразованиям от стадии катагенеза до стадии зеленосланцевого метаморфизма.

Ягнобский тип разреза. Образования этого типа составляют основной объем метаморфических толщ нижней трети разреза рассматриваемой территории. Они прослеживаются от долины р. Шинг через Ганза-Чимтаргинский массив, Маргибский горный узел, бассейн р. Ягноб и далее на восток, где, по всей вероятности, они встречаются в составе толщ Сугутского метаморфического блока. Ягнобскому типу разреза соответствует ягнобская метаморфическая серия, которая подразделена на три толщи — горифскую, барзангинскую и разскую.

Горифская толща (700 м) развита в восточных районах описываемой территории и характеризуется темно-зеленой окраской и массивным сложением горных пород. В породах отчетливо видно преобладание порфиробластовых структур, образованных крупными кристаллами альбита, которые составляют 40—60% породы. Остальные минералы представлены хлоритом, биотитом, белой слюдой, эпидотом, актинолитом, карбонатом, акцессорными кварцем, апатитом, турмалином, лейкоксом, сфеном, стильпомеланом, рудными минералами. По данным химических анализов [Минаев, 1978; Шванов, 1983], породы сформированы по основным вулканитам — базальтам, андезито-базальтам.

Барзангинская толща (1000 м) представлена сложно построенным комплексом метаосадочных и метавулканических пород, которые первично были представлены кварцевыми, аркозо-кварцевыми и аркозо-граувакковыми песчаниками, глинами, туфами, лавами (от базальтов до андезитов щелочного ряда и трахиандезитов). Толща развита главным образом к востоку от Анзобского перевала, но встречается и в обрамлении Ганза-Чимтаргинского массива.

Разская серия (1000 м) соответствует толще зеленых сланцев, сформированных по метаосадочным и метавулканическим породам — песчаникам, гравелитам, известнякам, дацитам и андезито-дацитам. Слагающие толщу песчаники характеризуются высоким содержанием плаггиоклазов (до 35%).

Три толщи ягнобского типа разрезов — горифская, барзангинская и разская — последовательно сменяют одна другую снизу вверх по разрезу (см. рис. 40). Мокшеватская свита магианского типа разрезов является по этой схеме фациальным аналогом всех трех толщ ягнобской серии. В зеравшанском типе разреза ягнобской серии соответствует дархская толща, которая в долине р. Дарх непосредственно подстилает черные доломиты нижнеаргской подсвиты. При этом нужно заметить, что верхняя граница метаморфических толщ нижней трети разреза во всех типах разрезов четко определяется стратиграфическими взаимоотношениями с перекрывающими их доломитами нижнеаргской подсвиты верхнего венлока — лудлова.

Таким образом, в данной схеме принимаются фациальные взаимоотношения между литолого-петрографическими подразделениями при единой стратиграфической последовательности напластования толщ.

Вторая схема предложена Г.В. Федоровым [1982], который в составе нижнего литостратиграфического комплекса рассматриваемой части Зеравшано-Гиссарской зоны выделяет семь вещественных комплексов, составляющих два ряда формаций — автохтонный и аллохтонный.

Автохтонные формации

Амштутский метаяшмо-карбонатный комплекс (500 м) представлен в нижней части светло-серыми, зелеными и черными полосчатыми метаяшмами, в верхней — белыми и серыми полосчатыми мраморизованными известняками с прослоями доломитов. Нижний контакт с различными горизонтами палеозойского разреза тектонический, верхний проводится по появлению пород вышележащего душахинского комплекса. Возраст толщи по данным определения абсолютного возраста К—Аг-методом 700 ± 28 млн лет.

Первичными породами амштутского комплекса, по мнению Г.Ф. Федорова, были кремнистые или глинисто-кремнистые глубоководные осадки.

Душахинский метаграувакковый комплекс (1000 м), названный так по одноименному урочищу, сложен преимущественно зелеными сланцами, сформированными по граувакковым песчаникам. Верхний контакт комплекса тектонический. Возраст, определенный К—Аг-методом, 688 ± 28 млн лет. В тяжелой фракции встречен циркон в виде хорошо окатанных обломков и апатит, имеющий на зернах следы грубой штриховки, что может свидетельствовать об их обломочной, а не метаморфогенной природе.

Аллохтонные формации

Сарышахский метабазальтовый комплекс (500 м), получивший свое название по горе Сарышах, сложен в основном базальтами и их туфами. Возраст пород комплекса по К—Аг-методу 790 ± 32 млн лет. Выделено несколько разновидностей базальтов.

Плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые метабазальты с массивной или сланцеватой текстурой. Структура бластопорфировая. Структура основной массы немато- и гранобластовая. Бластопорфировые выделения составляют 5—50% и представлены пироксеном и основным плагноклазом. Основная ткань сложена актинолитом, микролитами альбита, фенгитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, карбонатом. Из пироксенов наиболее распространен авгит.

Основная масса в амфиболовых метабазальтах представлена альбитом, кварцем, актинолитом, фенгитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом, там же выделяются порфиробласты амфиболов и разложившегося плагноклаза.

Метатифы и метатифиты — это породы со сланцевой текстурой и микрогранобластовой (нередко с элементами сильно измененной флюидальной и кристаллокластической) структурой.

В породах комплекса в составе тяжелой фракции выявлены циркон, турмалин, рутил, анатаз, апатит, магнетит, сфен. Анализ этих минералов указывает на их магматогенное происхождение.

Газнычский метааркозовый комплекс (800 м) распространен преимущественно в южном обрамлении Ганза-Чимтаргинского массива. В составе комплекса преобладают буровато-зеленые и зеленовато-серые аркозовые метапесчаники, чередующиеся с зелеными и серыми до черных филлитами, филлитовидными и графитистыми сланцами. Встречаются прослои и линзы полевошпат-кварцевых гравелитов.

Аркозовые метапесчаники сохраняют видимую зернистость. Текстура их слан-

цеватая, структура — бластопсаммитовая, бластоалевропсаммитовая, реже лепидогранобластовая. Обломки представлены кварцем (15—45%), альбитом и калишпатом, мусковитом, разложенными темноцветными минералами, обломками сланцев, кварцитов, интрузивных и эффузивных пород кислого и кислого—среднего состава. Основная масса представлена кварцем, фенгитом, реже встречаются хлорит, актинолит, стильпномелан рудный. Характерна хорошая сохранность первичной псаммитовой структуры. Встречен циркон, более мелкий и более высокой степени окатанности, чем в породах душахинского комплекса. Полностью отсутствуют сфен и хромшпенелиды.

Филлиты и филлитовидные сланцы обладают сланцеватой, реже микроплойчатой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Сложены кварцем, фенгитом, хлоритом, реже отмечаются актинолит, рудный. Породы, по-видимому, образовались за счет глинистых осадков, алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Графитистые сланцы представлены черными сильно рассланцованными породами с лепидогранобластовой структурой. Сложены графитистым веществом (10—15%), кварцем, фенгитом, хлоритом, изредка встречается эпидот.

Нарватский метаандезит-дацитовый комплекс представлен метатufaми, метатуфалами дацит-андезит-базальтового состава с интенсивно проявленным калиевым метасоматозом. Встречаются прослои шаровых лав и редкие прослои сургучно-красных яшм. Обломки сложены измененными средними и основными эффузивами, вулканическим стеклом, калишпатом, разложенными темноцветными минералами.

Зинахский кварцево-метапесчаниковый комплекс (средний ордовик — нижний силур) назван по горам Зинах. Представлен кварцевыми песчаниками (до 90%), в подчиненном количестве присутствуют карбонатные породы, кварц-кремнистые гравелиты и алевролиты. Текстура пород массивная, структура псаммитовая. Состав обломков: кварц (до 97%), альбит, кремни, сланцы, обломки эффузивов. Цемент сложен кварцем, карбонатом, редко отмечается хлорит. Среди аксессуарных минералов наиболее распространен циркон, встречаются апатит, рутил, анатаз, турмалин, гранат, галенит, хромшпенелиды. Образование пород зинахского комплекса предполагается за счет размыва верхних частей норватского комплекса, а именно вулкаников кислого состава, о чем свидетельствует присутствие в зинахском комплексе обломков эффузивов, сходных с норватскими. Возраст пород данного комплекса на основании находок стромагатор, табулят и криноидей определен как среднеордовикский — нижнесилурийский. Переход к доломитам верхнего силура постепенный.

Шингская свита (400 м) представлена фациально изменчивым комплексом карбонатно-терригенных и терригенных отложений. Карбонатные породы преобладают. Верхний контакт верхнего силура с доломитами стратиграфический, нижний — с метапесчаниками газнычского комплекса со следами размыва. В известняках шингской свиты встречены остатки ископаемой фауны среднего—верхнего ландовери и венлока. Шингскую свиту и зинахский комплекс согласно перекрывают карбонатные отложения среднего стратиграфического комплекса.

Подводя итоги рассмотрению данной схемы соотношения литоформационных подразделений нижней части разреза Ганза-Чимтаргинского массива, нужно подчеркнуть следующее: 1) схема основана на признании тектонических соотношений между двумя группами формаций; 2) возраст нижних горизонтов автохтонного и аллохтонного комплексов опускается на основании определений абсолютного возраста и находок спор и пыльцы до рифея; 3) в этой схеме выделяются те же литоформационные комплексы, которые выделялись авторами в ранее рассмотренной схеме, а именно метавулканические, метаграувакковые и метааркозовые.

Приведенный выше фактический материал и анализ литературных данных [Федоров, 1982; Шванов, 1983] позволяют выявить ряд характерных черт строения нижнего литостратиграфического комплекса: присутствие в его составе вулкани-

ческих и терригенных образований (при подчиненном значении кремнистых и карбонатных), их сложное фаціальное взаимопроникновение и неоднородность строения разреза и одновременно формационное единство.

Фаціальная изменчивость и неоднородность строения выражены в замещении по простиранию и по разрезу вулканических толщ терригенными, основных вулканитов средними (реже кислыми), граувакковых отложений кварц-аркозовыми. Фаціальная изменчивость комплекса проявляется в разных масштабах. Несмотря на то что во всех разрезах Ганза-Чимтаргинского массива в принципе выделяются одни и те же пачки (свиты, серии, толщи) пород с одинаковой последовательностью напластования, при прослеживании нижнего литостратиграфического комплекса по простиранию устанавливаются сложные фаціальные замещения. Так, в бассейне р. Искандердарьи резко возрастает мощность кварцевой толщи, которая сменяет по простиранию развитие к юго-западу преимущественно вулканогенные образования, замещая их верхние горизонты. Мощность кварцитов возрастает от десятков метров до 500—800 м на довольно коротком расстоянии (несколько километров). При движении в восточном направлении кварцевой толща снова замещается [Шванов, 1983] вулканогенно-терригенными образованиями ягнобского типа разрезов. В бассейне р. Майхура, в верховьях сая Казнок, непосредственно ниже фавозитового горизонта залегает толща тонкослоистых плитчатых доломитизированных глинистых пелитоморфных известняков. Вниз по разрезу известняки по резкой границе сменяются толщей метавулканитов андезитового (возможно, андезито-дацитового) состава, в основной своей массе преобразованных в зеленые сланцы. При прослеживании толщ по простиранию в западном направлении устанавливается быстрое, на расстоянии 100—200 м, фаціальное замещение вулканитов и известняков кварцит-карбонатными образованиями, представленными толщей чередующихся доломитизированных известняков и светлых желтовато-белых сливных кварцитов, аналогичных таковым мокшеватской свиты. Таким образом, в данном районе наблюдается замещение кварцитов мокшеватской свиты карбонатными и вулканогенными образованиями.

При переходе от бассейна р. Искандердарьи в область северного обрамления Ганза-Чимтаргинского массива мощность кварцевой пачки постепенно уменьшается. Основная масса зеленых сланцев сформирована здесь по метатерригенным (метапесчаникам, металавролитам, метапелитам) и метакремнистым породам, в меньшей степени по метавулканитам основного состава. Кремнистые толщи развиты главным образом в нижней части разреза и представлены пачками и прослоями черных и голубовато-серых слоистых силицитов и кремней. Метавулканиты в этом районе развиты в самых нижних и верхних частях доступного наблюдению разреза. Г.В. Федоров выделил в верхних горизонтах разреза мощные (до 500 м) поля основных и средних вулканитов, которые образуют практически непрерывную полосу, опоясывающую Ганза-Чимтаргинский массив. Г.В. Федоров считает эти образования аллохтонными, но общее положение в разрезе и взаимоотношения с вышележащими толщами карбонатного разреза убеждают в том, что основные вулканиты являются фаціальным аналогом развитых в других районах кварцевых, метатерригенных и карбонатных образований верхних горизонтов разреза нижнего литостратиграфического комплекса. В западных районах (бассейн рек Шинг и Магиан) снова первостепенное значение приобретают вулканогенные, а в наиболее западных — терригенные образования. Что касается вулканогенных образований, то они приурочены главным образом к осевой зоне Ганза-Чимтаргинского массива. По периферии они замещаются кремнисто-терригенными отложениями.

Таким образом, наблюдается значительная фаціальная изменчивость отложений нижнего литостратиграфического комплекса. В то же время сложная фаціальная картина не нарушает внутреннего формационного единства комплекса, который характеризуется специфическим набором пород, резко отличным от пород вышележащего комплекса карбонатных отложений.

Возраст пород, входящих в состав нижнего комплекса, трактуется неоднозначно, что связано со следующими причинами: основной объем пород комплекса представлен метаморфическими образованиями, не содержащими, как правило, остатков ископаемой фауны; породы комплекса находятся в сложных структурных взаимоотношениях друг с другом и с окружающими образованиями, и это зачастую делает невозможным выяснение их пространственных и возрастных соотношений; в состав метаморфических серий входят не только породы нижнего комплекса, но и сходные с ними по первичному составу кремнисто-терригенные породы верхнего литостратиграфического комплекса, и не всегда можно разделить их при изучении обнажений; до настоящего времени не проводилось специального детального картирования метаморфических серий. Этот пробел в определенной степени восполняется работами Г.В. Федорова, В.Н. Шванова и геологов-съемщиков, а также нашими исследованиями, но существующие схемы все еще очень далеки от совершенства.

История вопроса изложена в многочисленных публикациях [Брежнев, Шванов, 1980; Кухтиков, 1968; Лаврусевич, 1971; Мартышев, 1976; Шванов, 1983], и в данной книге суммируются те факты, которые могут достоверно свидетельствовать о возрастных соотношениях и позволяют обсудить те положения, которые могут вызвать неоднозначную трактовку возраста пород нижнего комплекса.

Решение вопроса о том, где нужно проводить верхнюю границу нижнего литостратиграфического комплекса, неоднозначно и сводится к двум вариантам.

Первый вариант допускает проведение границы комплекса по смене вулканогенно-терригенных метаморфизованных пород карбонатными образованиями. Отложения нижнего стратиграфического комплекса во многих районах венчаются доломитами фавозитового горизонта, выше которого начинается непрерывный разрез доломитов и известняков верхнего силура — девона. Фавозитовый горизонт мощностью 50—500 м по простираению замещается терригенно-карбонатными и существенно терригенными образованиями, причем терригенные фации зачастую претерпели метаморфические преобразования. При этом роль карбонатных пород вверх по разрезу возрастает. В пределах этого интервала мы видим значительную фациальную изменчивость отложений. Многочисленные сборы остатков ископаемой фауны (кораллов, криноидей, брахиопод, строматопор, мшанок, трилобитов) уверенно позволяют отнести эти полифациальные терригенно-карбонатные и карбонатные отложения к ландоверийскому и венлокскому ярусам нижнего силура [Ким, 1963; Кухтиков, 1968; Лаврусевич, 1980; Лаврусевич и др., 1973; Лелешус, 1959, 1964; Мартышев, 1976; и др.]. Имеются указания [Лаврусевич, Лаврусевич, 1973; Лаврусевич, Менакова, 1971], что терригенно-карбонатные отложения опускаются вниз по разрезу до верхнего ордовика. Таким образом, если проводить верхнюю границу комплекса по первому появлению в разрезе карбонатных пород, то нужно будет признать, что эта граница скользит по разрезу от верхнего ордовика до по крайней мере середины венлокского яруса нижнего силура. Причем граница эта смещается вверх и вниз по разрезу на очень небольших расстояниях (от сотен метров до первых километров). Такой вариант возможен, и он открывает определенные возможности при проведении палеогеографических и палеотектонических реконструкций, но для понимания наиболее общих закономерностей развития области мне кажется более приемлемым второй вариант, которого придерживаются многие исследователи [Муфтиев, Шадчиев, 1970; Мартышев, 1976; Шванов, 1983; и др.].

Второй вариант предопределяет проведение верхней стратиграфической границы комплекса не по появлению карбонатных пород в данном конкретном разрезе, а по появлению фациально однородных карбонатных отложений, имеющих региональное распространение и перекрывающих ландовери-венлокские образования,

независимо от их фациальной принадлежности. Такими выдержанными на значительных площадях карбонатными отложениями, знаменующими собой начало нового этапа развития территории, являются отложения верхнего силура — девона, образующие единую мощную серию. Именно нижняя граница этих доломитов, соответствующих по возрасту нижнелудловскому подъярису верхнего силура, является стратиграфической границей, отделяющей нижний вулканогенно-терригенный метаморфизованный комплекс от вышележащего карбонатного. Представляется более логичным принять именно этот вариант и верхний предел формирования пород нижнего литостратиграфического комплекса проводить на рубеже нижнего и верхнего силура (с возможными отклонениями в пределах верхневенлоцкого и нижнелудловского подъярусов).

Определение нижнего возрастного предела комплекса сложнее, так как он не имеет стратиграфических взаимоотношений с какими-либо более древними образованиями. В различных местах в породах нижнего литостратиграфического комплекса собраны остатки ископаемой фауны верхнего и среднего ордовика [Ким, 1963; Лаврусевич, Лаврусевич, 1973], что позволяет опустить нижнюю границу комплекса до среднего, возможно нижнего, ордовика. Кроме того, имеются указания [Федоров, 1982; Шванов, 1983] на наличие в метаморфитах докембрийских микрофоссилий, определенных Б.В. Тимофеевым по коллекциям В.Н. Землянова, А.Б. Коровкина, О.В. Трофимова, А.С. Шадчинава. Учитывая большую мощность отложений, залегающих ниже уровня сборов среднеордовикской фауны, наличие докембрийских микрофоссилий, а также данные определения абсолютного возраста [Федоров, 1982], можно предполагать, что в строении комплекса принимают участие кембрийские и более древние образования, вплоть до рифея.

Тем не менее известные к настоящему времени определения абсолютного возраста не могут служить надежными возрастными реперами. Г.В. Федоров в диссертации приводит 24 определения по К—Аг-методу: 240, 292, 297, 310, 328, 329, 332, 340, 347, 352, 359, 365, 376, 381, 388, 390, 392, 407, 430, 474, 510, 688, 700, 790 млн лет. Разброс цифр от рифея до перми показывает практическую невозможность выбрать те, которые отражают время формирования пород, однако можно предполагать, что цифры, соответствующие интервалу от рифея до верхнего силура, т.е. примерно до 450 млн лет, могут соответствовать реальному времени образования пород нижнего комплекса, так как верхний предел четко устанавливается на основании фаунистических данных. Возможно, что достоверными окажутся только наиболее древние цифры, а остальные нужно связывать с последующими геологическими (метаморфическими, магматическими) событиями. Но, даже сделав такое предположение, трудно быть уверенным в их соответствии истинному возрасту пород, так как определения проведены по валовому составу. И все же, учитывая эти данные и находки докембрийских микрофоссилий, мы вправе допустить, что нижняя граница комплекса с большой долей условности может быть опущена до рифея.

Стратиграфический объем образований нижнего литостратиграфического комплекса в данной работе принимается в интервале от рифея до венлоцкого яруса нижнего силура включительно, но достаточно уверенно можно говорить лишь об интервале от среднего ордовика до венлока.

СРЕДНИЙ (КАРБОНАТНЫЙ) ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В пределах Ганза-Чимтаргинского массива выше фаунистически охарактеризованных полифациальных образований ландоверийского и венлоцкого ярусов нижнего силура с нормальными стратиграфическими взаимоотношениями залегает мощная серия карбонатных пород верхнего силура — нижнего девона, относимая к среднему литостратиграфическому комплексу. Мощность комплекса до 2—2,5 км.

Отложения верхнего силура (лудловского яруса) подразделены на амфипоро-

вые, фолидофиллидовые и брахиоподовые слои, сменяющие друг друга снизу вверх по разрезу [Мартышев, 1956, 1970; Муфтиев, Шадчиев, 1970; и др.].

Амфиопоровые слои согласно лежат на подстилающих образованиях нижнего силура и представлены толщей доломитизированных известняков и доломитов. Известняки и доломиты черные на свежем изломе, четкостлоистые, кристаллически-зернистые, с сильным запахом сероводорода при раскалывании, что свидетельствует об их битуминозности. В некоторых местах породы приобретают линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием тонких (0,1—2 см) прослоев и линз черного тонкозернистого и темно-серого более крупнозернистого известняка. В известняково-доломитовой толще в изобилии встречаются остатки амфиопор и строматопор. Стратиграфическое положение амфиопоровых известняков определяется их залеганием между фаунистически охарактеризованными образованиями венлокского яруса нижнего силура и перекрывающими их известняками среднего лудлова. На этом основании амфиопоровые известняки отнесены [Мартышев, 1956, 1970; Муфтиев, Шадчиев, 1970] к нижнему лудлову. Мощность горизонта изменяется от 600 м в центральных районах области до 200—250 м на северной окраине распространения данных фаций (северный склон Зеравшанского хребта).

Фолидофиллидовые известняки. Черные тонкостлоистые амфиопоровые известняки вверх по разрезу постепенно сменяются более толстостлоистыми темно- и светло-серыми известняками с характерной фауной кораллов из группы фолидофиллид. Известняки нижней части темно-серые и черные, тонкозернистые. Мощность нижних горизонтов фолидофиллидовых известняков 150—250 м, наибольшую мощность они имеют в бассейне р. Арг. Выше по разрезу темные известняки сменяются более светлыми и толстостлоистыми, иногда массивными разностями. Мощность верхней пачки 150—200 м. Нижняя часть толщи бедна остатками ископаемой фауны, здесь встречаются только кораллы из группы фолидофиллид. Верхняя часть содержит многочисленные и разнообразные органические остатки [Мартышев, 1956, 1970; Муфтиев, Шадчиев, 1970], на основании которых толща фолидофиллидовых известняков отнесена к нижним горизонтам верхне-лудловского подъяруса.

Брахиоподовые известняки. Верхние горизонты верхнего лудлова представлены толщей тонкостлоистых серых и темно-серых плитчатых известняков мощностью 30—80 м. Эти известняки содержат большое количество остатков брахиопод различного видового состава, которые свидетельствуют о поздне-лудловском возрасте вмещающих их отложений. Брахиоподовые известняки встречаются вблизи осевой зоны Ганза-Чимтаргинского массива и к югу от осевой линии. В более северных районах они исчезают из разреза.

Таков в общих чертах разрез верхнесилурийских отложений Ганза-Чимтаргинского массива и прилегающих к нему территорий Зеравшано-Гиссарской горной области. Общая мощность верхнесилурийского разреза достигает 1000—1200 м.

Выше силурийских отложений, образуя с ними единую серию карбонатных пород, залегают известняки нижнего девона, представленные мощной (1000—1300 м) толщей светло-серых и розовато-белых массивных и грубостлоистых сахаровидных известняков. В ряде мест отмечаются полосчатые разности, особенно к востоку от Ганза-Чимтаргинского массива. В массивных известняках фаунистических остатков мало и они плохой сохранности, что связано, по-видимому, с их перекристаллизацией. Собраны остатки кораллов, брахиопод и криноидей, которые позволяют, наряду с положением в разрезе между хорошо охарактеризованными известняками верхнего лудлова и карбонатно-кремнистой толщей эйфельского—живетского возраста, отнести толщу массивных известняков к нижнему девону. К западу от осевой зоны Ганза-Чимтаргинского массива девонские известняки становятся полосчатыми и практически лишены фаунистических остат-

ков. Массивные известняки, выделенные под названием чимтаргинской свиты, слагают главным образом осевую зону Ганза-Чимтаргинского массива.

В осевой и южной частях Ганза-Чимтаргинского массива нижнедевонские известняки надстраивают разрез верхнего силура, но при прослеживании их в северном направлении установлено, что они налегают на все более и более древние толщи силура. Так, в районе вершин Ганза и Чимтарга нижнедевонские известняки залегают без видимого несогласия на фоллофиллидовых известняках, в приводораздельной части Зеравшанского хребта — на амфиболитовых, а в пределах северного склона Зеравшанского хребта — непосредственно на отложениях венлока. Правда, последнее наблюдение может оказаться ошибочным, так как в подошве девонских известняков часто наблюдаются послойные срывы и породы девона тектонически соприкасаются с различными горизонтами подстилающего разреза.

Выше на различных горизонтах верхнего силура и нижнего девона залегает толща карбонатно-кремнистого состава, которую мы относим к верхнему (кремнисто-терригенному) литостратиграфическому комплексу.

ВЕРХНИЙ (КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫЙ) ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (СРЕДНИЙ ДЕВОН — ВЕРХНИЙ(?) КАРБОН)

Кремнисто-терригенный комплекс слагает наиболее высокие горизонты разреза Ганза-Чимтаргинского горного узла. В рамках существующих стратиграфических схем комплекс включает агбасайскую и пушневатскую свиты. Изучением этих отложений занимались многие исследователи [Виноградов и др., 1961; Кухтиков, 1968; Мартышев, 1956, 1970, 1976; Муфтиев, Шадчиев, 1970; Набиев, 1973; Салтовская, 1964; Торшин, 1970; 1976; и др.], данными которых наряду с собственными наблюдениями я буду пользоваться при описании этих образований.

Общая характеристика комплекса

Выше среднего (карбонатного) комплекса на различных горизонтах силурийско-девонских отложений располагается мощная толща, сложенная в нижней части преимущественно кремнистыми, а в верхней — терригенными породами. Рассмотрим несколько конкретных разрезов этой толщи, отражающих ее внутреннее строение и характер взаимоотношений с подстилающими образованиями.

Разрез по левому борту сая Джижик (рис. 41, колонка I). На массивных и неясно слоистых микрополосчатых светло-серых известняках залегают:

1. Пачка (50 м) черных и тонко- и среднеслоистых кремней с прослоями серых и голубовато-серых. Кремни распадаются тонкими прослоями глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, реже мусорных гравелитов и многочисленными прослоями черных и темно-серых известняков.

2. Известняки светлые и темно-серые, тонкополосчатые, по облику аналогичные известнякам, подстилающим кремнистую пачку слоя 1. В нижней части пласт брекчирован, раздроблен. Выше по разрезу на известняках слоя 2 совершенно согласно залегает слой 3.

3. Толща (400—500 м) терригенных пород, сложенная переслаивающимися глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями гравелитов, черных кремней и известняков. В нижней части преобладают глинистые и песчано-глинистые породы с прослоями кремней, известняков и малиново-красных яшм (кремнистых алевролитов?). Вверх по разрезу грубость материала возрастает, появляются прослой и пачки грубозернистых песчаников, гравелитов и мелко- и среднегалечных конгломератов. Толща содержит пластины известняков, сходных по облику с известняками подстилающего разреза. Мощность пластов конгломератов достигает 20 м. Верхняя треть терригенной толщи снова становится существенно глинисто-песчаной, с преобладанием песчаников в самых верхах разреза.

Разрез по саю Джижик (колонка II). На светло-серых тонкополосчатых известняках согласно залегает:

1. Толща переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, конгломератов и брекчий. Толща четкослоистая, слоистость тонкая и средняя, реже грубая. Переслаивание неравномерное, толщина отдельных пачек 1—10 м и более. Песчаники серые, граувакковые, содержат многочислен-

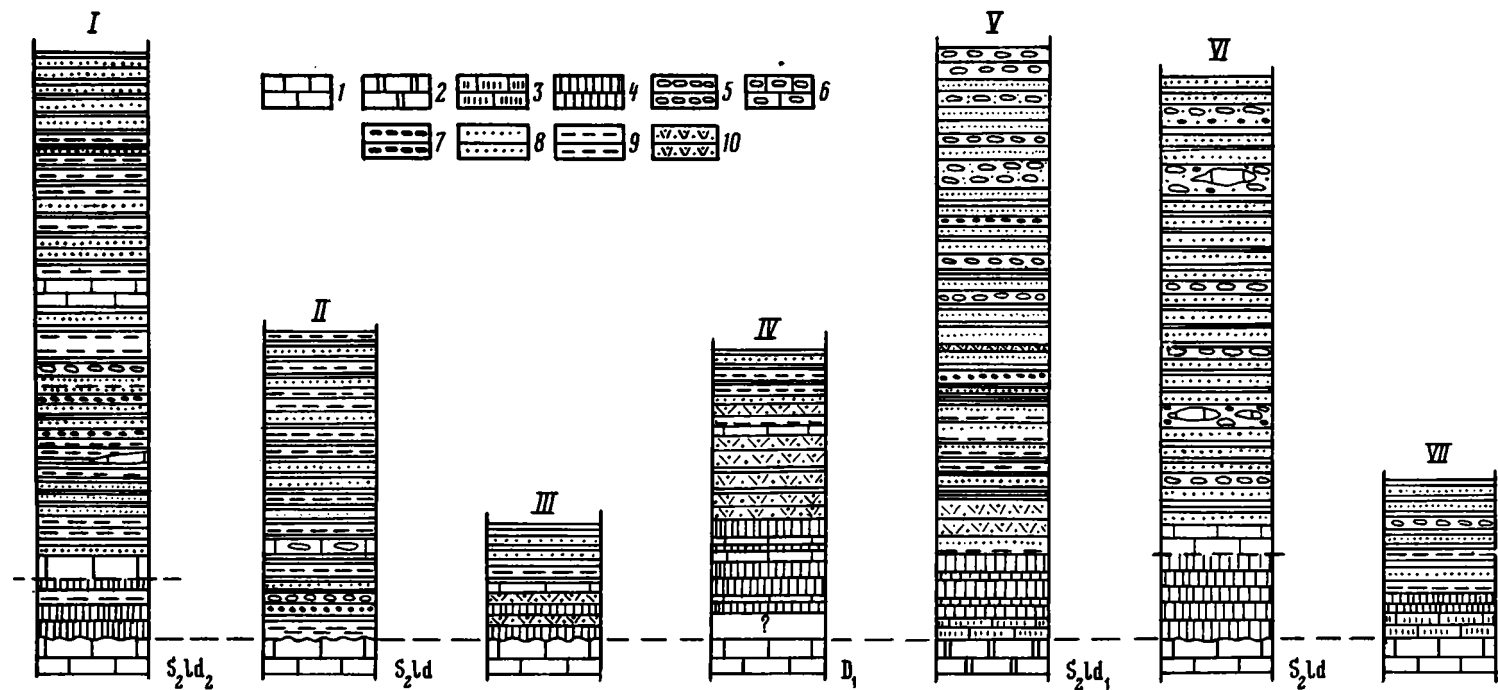


Рис. 41. Типы разрезов верхнего литостратиграфического комплекса (агбасайской и пушневатской свит)

I—VII — номера разрезов, описанных в тексте. 1, 2 — отложения среднего (карбонатного) литостратиграфического комплекса: 1 — известняки, 2 — доломиты; 3—10 — отложения верхнего комплекса: 3 — известняки с линзами и прослоями кремней, 4 — кремни, 5 — конгломераты, 6 — карбонатные брекчии, 7 — гравелиты, 8 — песчаники и глинистые сланцы, 9 — глинистые сланцы, алевролиты, 10 — туфоалевролиты и туффиты

ные обломочки черных кремней, кварца. Цемент карбонатно-глинистый. Конгломераты мелко- и среднегалечные. Окатанность обломков средняя, сортировка плохая, цемент песчаный и песчано-глинистый. Состав обломков: песчаники, кварциты, известняки, глинистые и алевроитовые сланцы, кремни. В толще обнаружен пласт глыбовых брекчий (1,5 м), состоящий исключительно из обломков известняков. Брекчия несортированная, хаотического строения. Известняки в обломках представлены темно-серыми и серыми органогенно-детритусовыми разностями. Цемент глинистый в нижней части пласта брекчий, в верхней части становится песчано-глинистым. Обломки имеют линзовидную форму.

Грубообломочные разности характерны для нижней трети разреза и залегают в виде отдельных горизонтов и линз. Для всей толщи в целом они не характерны. Толща сложена преимущественно сланцами с прослоями тонко- и мелкозернистых песчаников и алевролитов.

Разрез в верховьях сая Норват (колонка III). На темно-серых и черных массивных известняках согласно залегают:

1. Пачка серо-зеленых и оливково-зеленых туффигов и силицитов с прослоями (до 1,5 м) темно-серых мелкокристаллических известняков. Вверх по разрезу породы приобретают фиолетовую окраску, местами с зеленоватыми пятнами. Толща расслаивается тонкими прослоями глинистых сланцев. Вверх по разрезу туфокремнистая пачка постепенно сменяется слоем 2.

2. Пачка переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В разрезе чередуются пачки существенно глинистых и песчаных пород. Песчаники темно-серые, от мелкозернистых до грубозернистых, с прослоями мусорных гравелитов, сложенных преимущественно обломками кремней.

Разрез в урочище Асплаха (колонка IV). С неясными взаимоотношениями на толще серых известняков залегают:

1. Пачка черных, серых и голубовато-серых кремней (черные разности преобладают). Кремни четкослоистые, слоистость тонкая и средняя. Кремни расслаиваются прослоями (5—50 см) черных, иногда доломитизированных известняков. В известняках присутствуют кремнистые стяжения. Кремни вверх по разрезу постепенно сменяются слоем 2.

2. Пачка вишнево-красных и фиолетово-красных, реже оливково-зеленых тонкослоистых аргиллитов и кремнистых туффигов с тонкими прослоями известняков, песчаников и глинистых сланцев. В толще совершенно отсутствуют грубозернистые разности пород.

Общая мощность слоев 1 и 2..... Около 300 м

Разрез по саю Биод (колонка V):

1. Массивные и неясно слоистые мелкокристаллические черные доломитизированные известняки и искристые доломиты с отдельными скоплениями кораллов. Выше следует зона окварцевания. Судя по одинаковым элементам залегания, отсутствию явно выраженных следов существенного тектонического нарушения и литологическому сходству пород, на границе слоев 1 и 2 проходит срыв по первоначальному стратиграфическому контакту.

2. Пачка (10 м) тонкослоистых черных пльчатых мелкокристаллических доломитизированных известняков с линзообразными стяжениями и прослоями черных кремней.

3. Пачка (20—30 м) черных тонкослоистых кремней, аналогичных кремням слоя 2.

4. Пачка переслаивающихся глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников.

5. Пачка (25 м) фиолетово-красных кремнистых алевролитов (яшм) и аргиллитов с ленточной слоистостью.

6. Пачка глинистых сланцев и песчаников.

7. Пачка оливково-зеленых туффигов (20 м).

8. Толща (500 м) терригенных пород, сложенная чередующимися глинистыми сланцами, алевролитами, разнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами. Песчаники и гравелиты мусорные, несортированные, окатанность обломков и зерен плохая, средняя, реже хорошая. В составе обломков много остроугольных обломков черных кремней, отщепов глинистых сланцев, окатанного и неокатанного молочно-белого кварца. Конгломераты мелко- и среднегалечные. Вверх по разрезу значение грубообломочного материала возрастает, появляются прослои крупногалечных конгломератов. Состав гальки в конгломератах: кварц, кварциты, серые известняки, кремни (очень много), глинистые сланцы, породы типа кварц-серцитовых сланцев.

Разрез по ручью Ахдасай (колонка VI). На массивных неясно слоистых известняках по стратиграфическому контакту залегают:

1. Кремнистая пачка (150 м), нижние горизонты которой сложены тонкослоистыми оливково-зелеными кремнистыми туффидами, вверх по разрезу последние сменяются слоистыми черными кремнями, красными яшмами и аргиллитами, переходящими в светлые голубовато-серые и черные кремни.

2. Известняки (10 м) плитчатые, темно-серые и черные, доломитизированные, с прослоями песчаников и глинистых сланцев.

3. Толща (300—400 м) переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Преобладают грубые разности пород (песчаники, гравелиты и конгломераты). Породы несортированные, мусорные. В толще заключены пластины (до 100 м протяженностью) и глыбы (размером до 70 см) светлых крупнокристаллических мраморизованных и черных доломитизированных известняков.

Разрез в верховьях сая Мосриф (колонка VII) (снизу вверх):

1. Неяснослоистые, полосчатые светло-серые и серые известняки.

2. Тонко- и среднеслоистые темные доломитизированные известняки (40 м) с прослоями и линзами черных кремней. Встречаются детритусовые и желваковые разности. Слоистость неровная, волнистая. Верх по разрезу слой 2 постепенно сменяется слоем 3.

3. Пачка тонко- и среднеслоистых черных кремней, чередующихся с черными детритусовыми доломитизированными известняками. Различие между слоями 2 и 3 состоит в преобладании известняков в нижнем слое и кремней в верхнем.

4. Толща переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с редкими прослоями гравелитов и конгломератов.

Из описания разрезов отчетливо виден характер строения верхнего комплекса. Подчеркнем главные особенности.

1. Двучленное строение разреза. Нижние части разреза, выделяемые обычно в составе агбасайской свиты (или нижнепушневатской подсвиты), представлены толщей черных и светлых кремней, яшм, силицитов, туффитов с прослоями песчаников, глинистых сланцев и известняков. Главный объем занимают кремнистые породы. Мощность этой части разреза обычно невелика и составляет первые десятки метров, но может достигать иногда и 100—150, даже 500 м. Верхние горизонты представлены мощной (до 1000 м) терригенной толщей, сложенной глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, глыбовыми брекчиями. В толщу заключены также пластины и глыбы известняков.

2. Отсутствие региональных перерывов и несогласий внутри комплекса. Во всех изученных разрезах отсутствуют явные следы перерывов или несогласий на границе между нижней, карбонатно-кремнистой частью разреза и верхней, терригенной. Напротив, во многих разрезах наблюдается совершенно постепенный переход кремнистых образований через пачку кремнисто-туфо-терригенных к чисто терригенным разностям верхней толщи. Подчеркивается определенное единство нижней и верхней толщ и наличием в нижней толще глинистых сланцев и песчаников того же облика и состава, что и в верхней, и присутствием в верхней (терригенной) толще редких прослоев кремней и известняков, совершенно аналогичных по облику породам нижних кремнисто-карбонатных горизонтов. В то же время в ряде мест наблюдаются чрезвычайно резкие, на очень незначительном расстоянии вертикальные переходы от кремнистой части разреза к терригенной.

3. Налегание комплекса на различные горизонты подстилающего карбонатного разреза. Как показывают наши наблюдения и данные других исследователей, кремнистые образования, относимые сейчас большинством геологов к агбасайской свите налегают на различные горизонты подстилающего разреза в интервале от черных искристых доломитов нижнелудловского подъяруса (колонка IV) до тонкослоистых известняков с прослоями кремней магианской свиты эйфельского яруса среднего девона (колонка VII). Кремнистые отложения обычно контактируют с нижележащими карбонатными образованиями силура—девона по резкой стратиграфической границе, но в ряде обнажений (см. рис. 41, колонки V, VII) между ними наблюдается постепенный переход через кремнисто-карбонатную пачку. Сходные соотношения с подстилающими образованиями характерны и для верхней (терригенной) толщи. Терригенные отложения могут залегать выше кремнистых пород с постепенным переходом через пачку туфокремнисто-терригенных образований, могут залегать с четкой границей на кремнистых или непосредственно на карбонатных слоях силура—девона. В последнем варианте кремнистый горизонт выпадает из разреза.

4. Формационное единство и фациальная неоднородность комплекса. Форма-

ционное единство отражено в региональном распространении литологически однородных образований, в отсутствии сколько-нибудь заметных внутрiformационных перерывов и несогласий, в выдержанном на большой площади двучленном строении разреза. При этом необходимо подчеркнуть, что формационное единство сопровождается резкой фациальной неоднородностью слагающих комплекс отложений, которая выражена в резкой смене мощностей нижней (кремнистой) толщи вплоть до полного ее исчезновения из разреза, в выклинивании по простирацию грубообломочных разностей пород (конгломератов, брекчий), в замещении и по простирацию и в разрезе тонкозернистых пород более грубозернистыми, в проявлении отдельных тел туфового состава и эффузивов [Шванов, 1983].

5. Сочетание тонких и грубых разностей пород. Для терригенных пород характерно сочетание тонкого глинистого и кремнистого глинистого веществ с грубым материалом (грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, брекчии), которые, подчеркивая фациальную неоднородность, залегают в виде выклинивающихся по простирацию пачек, линз и горизонтов.

Заканчивая общую характеристику отложений верхней трети разреза, нужно отметить еще несколько характерных литолого-петрографических его черт [Шванов, 1983]. В зернистых породах слабо проявляется или совершенно отсутствует градационная слоистость, столь характерная для флишевых образований. Границы пластов обычно резкие, но на них в отдельных случаях наблюдаются борозды течения, язычковые экзоглифы, следы внедрения песка в мягкий ил. В составе обломков песчаных, гравийных и грубообломочных пород выделены две группы. Первая представлена обломками пород местного происхождения: известняками среднего палеозоя, глинистыми сланцами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, кварцитовидными песчаниками, сходными с нижнесилурийскими, кремнями типа пород акбасайской свиты (карбонатно-кремнистые толщи нижней части комплекса). Ко второй группе отнесены обломки, источник которых не ясен. Это прежде всего обломки метаморфических кварцитов, различных эффузивов (от вулканического стекла до крупнокристаллических диабазовых порфиритов), породы плагиогранитного ряда. Содержание полевых шпатов не более 8%. Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, гранатом, лейкоксом и очень характерными для данного комплекса хромшпинелидами, содержание которых достигает иногда 70% объема тяжелой фракции. В составе глинистых минералов установлен магнезиально-железистый хлорит и в меньшем количестве гидромусковит. По комплексу литологических признаков терригенные отложения пушневатской свиты отнесены к формации полимиктовых граувакк зилаирского типа, нижние кремнистые толщи (акбасайская свита) отнесены [Шванов, 1983] к типу удаленно-кремнистых формаций. Такова в общих чертах характеристика кремнисто-терригенного комплекса верхней трети разреза Ганза-Чимтаргинского массива.

Возраст пород верхнего литостратиграфического комплекса

О возрасте пород кремнисто-терригенного комплекса до сих пор существуют различные мнения. В.Р. Мартышев [1956, 1970, 1976] относил отложения пушневатской свиты к живетскому ярусу среднего девона — турнейскому ярусу нижнего карбона, В.И. Степанов — к нижнему карбону — верхнему палеозою, А.Б. Коровкин определял возраст данного комплекса пород как среднедевонский—нижнекарбонный, З.З. Муфтиев и А.С. Шадчиев [1970] отнесли толщи пород пушневатской свиты к среднему и верхнему карбону. В дальнейшем различные исследователи присоединялись к тому или иному мнению либо вносили в них незначительные коррективы. Вопрос этот нельзя считать решенным и по сей день, но все же имеется сумма наблюдений и фактов, которые позволяют выделить достоверные сведения и интерпретации из общей массы разнообразных и зачастую весьма проблематичных построений.

Разногласия по поводу возраста пород верхнего комплекса обусловлены несколькими причинами, и в первую очередь следующими: практическое отсутствие фаунистически датированных перекрывающих отложений, наличие большого количества переотложенной фауны самого различного возраста, залегание на различных горизонтах подстилающего разреза, сходство с заведомо верхнепалеозойскими флишевыми отложениями соседних структурно-фациальных зон.

В настоящее время всем исследователям очевидно, что породы пушневатской (вместе с агбасайской) свиты залегают выше карбонатного разреза силура — нижнего девона. Достоверно установлено, что породы комплекса стратиграфически контактируют с различными по возрасту отложениями — от нижнелудловского подъяруса до эйфельского яруса среднего девона включительно. Одни исследователи указывают на раннедевонский возраст пород агбасайской свиты, которые лежат непосредственно (и согласно!) на известняках верхнеаргской подсвиты [Лаврусевич и др., 1973]; другие проводят нижнюю границу кремнисто-терригенных образований в основании живетского яруса среднего девона [Торшин, 1976] или в середине эйфельского яруса среднего девона [Мартышев, 1976], третья группа исследователей нижнюю границу комплекса проводит в середине московского яруса среднего карбона [Муфтиев, Шадчиев, 1970]. Таким образом, разногласия во мнениях о положении нижней границы комплекса весьма солидные — от нижнего девона до верхов среднего карбона. В чем же тут дело?

Анализ имеющегося материала и собственные наблюдения показывают, что фактический материал, положенный в основу тех или иных представлений, почти всегда достаточно представительен, отложения разрезов, на анализе которых строятся выводы, хорошо охарактеризованы фаунистически и разрезы правильно поняты. Таким образом, мы должны считать, что данные, получаемые в ходе полевых работ и отраженные в геологической литературе, показывают резкую разновозрастность нижней стратиграфической границы комплекса кремнисто-терригенных отложений. Возникает естественная проблема интерпретации этих взаимоотношений. Наиболее очевидны два решения этой проблемы. Первое сводится к признанию скользящей по разрезу нижней границы и фактического замещения карбонатных отложений кремнистыми и кремнисто-терригенными. Второе решение предполагает допущение резкого углового несогласия и глубокого размыва дислоцированных подстилающих карбонатных силурийско-девонских отложений. Попытаемся проанализировать обе эти возможности.

При обсуждении стратиграфического положения и характера нижней границы верхнего литостратиграфического комплекса нужно иметь в виду следующие твердо установленные закономерности ее положения в разрезе.

1. Отсутствие значительного углового несогласия в основании комплекса. Как показывают полевые наблюдения, отложения агбасайской (нижнепушневатской) свиты залегают на подстилающих образованиях карбонатного литостратиграфического комплекса совершенно согласно или с небольшим угловым несогласием, не превышающим 30° .

2. Залегание пород верхнего литостратиграфического комплекса на различных горизонтах подстилающего разреза от нижнелудловского яруса верхнего силура до эйфельского яруса среднего девона включительно. При этом известны разрезы, где в соприкосновение с отложениями среднего (карбонатного) комплекса приходят непосредственно терригенные породы верхней части пушневатской свиты (или маргузорской свиты по определению других авторов). Кремнистая же пачка выпадает из разреза.

3. Граница двух литоформационных комплексов — среднего и верхнего — бывает или очень резкой, или с постепенным переходом, выраженным наличием кремнисто-карбонатной пачки, и может быть проведена лишь условно в пределах некоторого интервала.

4. Несмотря на то что терригенная часть разреза в ряде мест приходит в

непосредственное соприкосновение с образованиями карбонатного комплекса и кремнистая пачка в этих случаях отсутствует, там, где мы наблюдаем полный разрез, переход от кремнистой пачки к терригенной обычно постепенный, без явных перерывов и угловых несогласий. Преемственность выражена также и в присутствии терригенных пород в кремнистой пачке и кремнисто-туфогенных пород в нижней части терригенной пачки.

Из сказанного в первую очередь следуют два вывода.

1. Учитывая отсутствие углового несогласия в основании комплекса или наличие весьма незначительного несогласия, трудно предположить глубокий размыв интенсивно дислоцированных толщ подстилающего разреза, тем более что, кроме очень незначительного несогласия, никаких других структурных признаков предшествующей складчатости и размыва в пределах изучаемой территории в настоящее время не фиксируется.

2. Возраст нижней границы комплекса нужно, по-видимому, определять, основываясь на тех данных, которые нам предоставляют непрерывные разрезы с постепенным переходом от карбонатного к кремнисто-терригенному комплексу. Существуют разрезы, где отложения агбасайской свиты имеют постепенные переходы с известняками лудловского яруса и содержат в нижней части свиты нижнедевонскую фауну, а в верхней части остатки водорослей и фораминифер среднедевонского облика [Лаврусевич и др., 1973]. Из этого следует, что в ряде мест отложения верхнего литостратиграфического комплекса начали формироваться в нижнем девоне. В то же время, как можно видеть при описании разрезов среднего (карбонатного) комплекса, нижний девон центральных районов области представлен толщей массивных светлых известняков, а кремнисто-карбонатная пачка, переходная к кремнистым разрезам агбасайской свиты, содержит остатки ископаемой фауны эйфельского яруса среднего силура.

Таким образом, нижняя граница комплекса в районах с нормальным залеганием, вероятно, скользит по разрезу в пределах всего нижнего девона, и это сопровождается быстрым фациальным замещением маломощных (до 100—150 м) карбонатно-кремнистых отложений на мощные (до 1000 м) чисто карбонатные, т.е. в тех областях, где карбонатно-кремнистые осадки агбасайской свиты залегают непосредственно на образованиях лудлова, стратиграфический интервал между верхним и нижним литостратиграфическими комплексами чрезвычайно мал и соответствует одному лудловскому ярусу, в то время как в других районах этот интервал включает лудлов и весь нижний девон (возможно, часть среднего). В это же время формируются мощные толщи известняков.

Возрастной объем терригенной части верхнего литостратиграфического комплекса (верхнепушневатской подсвиты) вызывал и вызывает наибольшие разногласия среди исследователей. История вопроса изложена во многих работах [Виноградов и др., 1961; Кухтиков, 1968; Лаврусевич и др., 1973; Мартышев, 1976; Муфтиев, Шадчиев, 1970; Шванов, 1983; Набиев, 1973], и необходимо отметить, что существуют две крайние точки зрения на эту проблему. Одни исследователи вслед за В.Р. Мартышевым признают живетско-турнейский возраст терригенной части разреза, другие вслед за З.З. Муфтиевым и А.С. Шадчиевым — верхнепалеозойский.

Признание позднепалеозойского возраста пород верхнего литоформационного комплекса (пушневатской свиты в широком понимании) основано [Муфтиев, Шадчиев, 1970] на находках верхнепалеозойских фораминифер, собранных в нескольких пунктах Зеравшано-Гиссарской области. К сожалению, повторные сборы [Лаврусевич и др., 1973] не подтвердили этих данных, что в значительной степени ослабило позиции сторонников отнесения отложений пушневатской свиты к верхнему палеозою. Вторым независимым доказательством позднепалеозойского возраста пород пушневатской свиты является описание нормальных стратиграфических взаимоотношений пушневатской свиты с подстилающими известняками ниж-

него и среднего карбона. Но дело в том, что районы, в которых фиксируются такие взаимоотношения, принадлежат к иным структурно-фациальным зонам (Каракуль-Зиддинской и области северного склона Зеравшанского хребта), в которых развиты хотя и сходные литологически, но все же нетождественные пушневатским толщи заведомо верхнепалеозойского флиша [Черенков, 1973]. Более того, имеются указания [Шванов, 1983] на резкое различие литолого-петрографических характеристик пород пушневатской серии и флишевых толщ верхнего палеозоя. Отличие состоит прежде всего в том, что для пушневатской серии в отличие от флиша не характерны градационная слоистость и повышенная карбонатность пород. Различна геохимическая специализация пород этих двух комплексов, резко различны и общие геологические условия залегания толщ флиша и отложений пушневатской свиты. Таким образом, верхнепалеозойский возраст пород пушневатской свиты не может в настоящее время считаться доказанным.

Тем не менее в породах пушневатской свиты собрано большое количество остатков разнообразной ископаемой фауны разных горизонтов силура, девона и нижнего карбона. Сторонники верхнепалеозойского возраста пушневатской свиты считают, что все остатки ископаемой фауны, кроме верхнепалеозойских, находятся во вторичном залегании и переотложены из более древних горизонтов. Не вызывает сомнений тот факт, что переотложенная фауна здесь действительно присутствует. Но при этом мы должны учитывать наличие нормальных стратиграфических взаимоотношений терригенной части разреза пушневатской свиты с подстилающими кремнисто-карбонатными и кремнистыми горизонтами агбасайской свиты, а также отсутствие реально выраженных следов размыва и несогласного налегания на границе этих толщ. Учитывая эти факты, мы должны будем признать, что фауна может быть переотложена только из силурийских и нижнедевонских отложений. Остатки же каменноугольной фауны, по всей вероятности, характеризуют действительный возраст отложений пушневатской свиты, во всяком случае определенного ее объема.

Таким образом, на уровне современных знаний наиболее правомерным является признание верхнедевонского—нижнекаменноугольного (турнейский ярус) возраста верхней, терригенной части разреза и ниже-среднедевонского возраста нижней, кремнистой толщи. Следовательно, возрастной интервал агбасайской и пушневатской свит (по другим схемам — пушневатской свиты в широком смысле) будет соответствовать нижнему девону — турнейскому ярусу нижнего карбона.

И все же игнорировать указания на находки остатков верхнепалеозойской фауны, мне кажется, не следует. Исследования, проведенные в районах северного (северный склон Зеравшанского хребта) и южного (Дукдонская гряда) обрамления Ганза-Чимтаргинского массива, дали материал, который, хотя и предположительно, позволяет думать, что верхнепалеозойские флишевые толщи могут надстраивать разрез пушневатской свиты, фациально замещая верхние ее горизонты. В осевой зоне Ганза-Чимтаргинского массива эти взаимоотношения, вероятно, не сохранились из-за последующего размыва верхних частей разреза. Эти предварительные и нуждающиеся в проверке соображения позволяют допустить, что наиболее верхние горизонты терригенного разреза пушневатской свиты могут включать и верхний палеозой.

Учитывая все сказанное, возраст верхнего литостратиграфического комплекса в максимальном его объеме принимается как нижний девон — верхний (условно) палеозой. Комплекс состоит из двух толщ — нижней, кремнистой и верхней, терригенной. Кремнистая толща отвечает выделяемой в этом районе агбасайской (или нижнепушневатской) свите, терригенная толща соответствует пушневатской свите (верхнепушневатской подсвите). Нижняя граница комплекса скользит по разрезу от низов нижнего девона до живетского яруса среднего девона. Граница раздела кремнистой и терригенной толщ также скользит по разрезу, однако интервал этого смещения в настоящее время установить сколько-нибудь точно не пред-

ставляется возможным. Верхний возрастной предел формирования комплекса — турнейский ярус нижнего карбона, но весьма вероятно, что пушневатская свита включает и отложения верхнего карбона.

Подведем некоторые итоги.

1. Стратиграфический разрез отложений, слагающих Ганза-Чимтаргинский массив, представлен мощной (более 5 км) серией параллельно пластуемых осадков без явно выраженных следов перерывов и несогласий, что свидетельствует о непрерывном осадконакоплении по крайней мере с середины ордовика до середины карбона.

2. Разрез имеет четко выраженное трехчленное строение. Выделяются: нижний литостратиграфический комплекс (рифей? — венлокский ярус нижнего силура); средний литостратиграфический комплекс (лудловский ярус верхнего силура — эйфельский ярус среднего девона); верхний литостратиграфический комплекс (нижний девон — верхний? палеозой). Граница среднего и верхнего литостратиграфических комплексов скользит по разрезу от нижнего девона до рубежа эйфельского и живетского ярусов среднего девона.

3. Каждый литостратиграфический комплекс характеризуется определенным набором пород и внутренним формационным единством при значительной фациальной изменчивости отложений.

4. 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).

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО ГОРНОГО МАССИВА

Рассмотрим поэтапно условия формирования отложений изученного региона.

Ранний этап (рифей? — ранний силур). Для отложений этого возрастного интервала характерны две особенности — широкое развитие вулканических образований и значительная фациальная неоднородность.

Вулканические породы представлены базальтоидами, средними и кислыми эффузивами щелочного ряда. Метаэффузивы распределены по разрезу и по площади неравномерно. В пределах Ганза-Чимтаргинского района основные вулканы или приурочены к самым низким горизонтам доступного наблюдению разреза, или расположены, напротив, в верхней его части. Верхние метавулканы образуют, по данным Г.В. Федорова [1982], сплошной пояс, оконтуривающий Ганза-Чимтаргинский массив и расположенный восточнее Маргиский горный узел, формируя две четкообразные линзы. Вулканы более низких горизонтов залегают в виде отдельных линзообразных тел, от которых к настоящему времени сохранились лишь реликты среди мощных 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 по ассоциации с телами ультрабазитов, редкими и небольшими, вулканические толщи формировались на коре, сходной с корой современных океанов.

Вверх по разрезу толеитовые базальты сменяются средними и кислыми эффу-

зивами щелочного ряда и их туфами. Имеются указания [Федоров, 1982; Шванов, 1983] на определенную смену вулканизма во времени от основного к щелочному — андезит-базальтовому, 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 базальт-ультрабазитовом основании, частично подстилались накопившимися ранее кремнистыми и тонкозернистыми песчано-пелитовыми осадками. Эти постройки формировали пологие формы рельефа, 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 при преобладании натрия, высоким содержанием глинозема и кремнезема и 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 подножий 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 особняком 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 необходимо обратить внимание на тот факт, что отложения мокшеватской свиты очень быстро в поперечном направлении замещаются осадками аркозо-грауваккового типа и вулканитами. 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 ландовери—венлока существовал достаточно глубоководный бассейн с корой океанического типа, в пределах которого располагалась линейно вытянутая цепь подводных и выходящих на дневную поверхность вулканических гор. В последующем в пределах зоны начали формироваться карбонатные отложения, которые представлены двумя типами пород. Первый тип представлен тонкослоистыми пелитоморфными известняками. 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), представлен массивными или слоистыми известняками и доломитами (доломитизированными известняками). Известняки и доломиты имеют брекчиевидную текстуру, часто сложены многочисленными обломочками 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 (см. рис. 39). Эти линзы и пласты, вероятно, представляли собой 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 андезито-дацитов), режим области в это время меняется и начинается явственно чувствоваться влияние континента (большое количество кварцевого материала и похисление вулканизма). Но это происходит только в пределах самого Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления, восточнее значительных масс материала континентального происхождения не обнаруживается. В это время вулканическая деятельность постепенно затухает, возрастает роль терригенных и особенно карбонатных осадков, среди которых наиболее распространены рифогенные известняки. Однако они, как уже указывалось, формируются 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, в частности в осевой зоне Ганза-Чимтаргинского массива, в период 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 формируются мощные толщи рифовых известняков в доломитов с богатым комплексом ископаемых организмов: ругоз, строматопороидей, криноидей, мшанок, брахиопод, водорослей. Обилие и разнообразие форм приводит к выводу, что это отложение теплого моря нормальной солёности с глубинами, не превышающими нескольких десятков метров [Лаврусевич, 1980]. Эти отложения формировались в относительно спокойных участках моря, вдали от берегов, куда почти не проникал обломочный материал [Лаврусевич, 1980]. 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, что непрерывный карбонатный разрез формировался в период от нижнего силура до нижнего девона включительно только в осевой зоне Ганза-Чимтаргинского массива. На периферии же формировались более глубоководные карбонатно-кремнистые и кремнистые отложения агбасайской свиты и нижних горизонтов пушневатской (верхнепушневатской) свиты. Если учесть, что формирование рифовых известняков происходит в зонах, где устанавливаются и наибольшие мощности вулканических толщ нижнего литостратиграфического комплекса, то можно предположить, что образование рифовых известняков происходит именно на вершинах вулканических гор. В более глубоководных участках бассейна, разделяющих вулканические поднятия, формируются осадочные карбонатно-кремнистые отложения.

Формирование карбонатных отложений рифового типа продолжается вплоть до конца нижнего девона, причем непрерывный карбонатный разрез от верхов ниж-

него 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 агбасайской свиты фациально замещают рифовые карбонатные разрезы. При этом мощности глубоководных и мелководных образований составляют соответственно 100 и 1500 м. Таким образом, палеогеография области в период накопления среднего литоформационного комплекса характеризуется наличием расчлененного рельефа: поднятия с рифогенным осадконакоплением разделились глубоководными впадинами с карбонатным и кремнисто-карбонатным (местами глинисто-терригенным) типами 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 погрузившихся, по-видимому, к этому времени бывших рифогенных поднятий.

При изучении происхождения осадочных толщ всегда важно не оценивать их валовой состав, а выделить фоновую (пелагическую) седиментацию и осадки, привнесенные извне. Фоновое осадкообразование в толще пород пушневатской свиты (верхнепушневатской подсвиты) представлено 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, кварцито-видные песчаники, сходные с силурийскими, кремнистые породы агбасайской 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 присутствие 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, т.е. к этому времени на поверхность морского дна были, по-видимому, выведены глубокие горизонты корневых зон вулканических построек. Это предположение хорошо согласуется и со структурными наблюдениями, и с наблюдаемыми соотношениями нижнего, среднего и верхнего литостратиграфических комплексов. Соотношения эти показывают, что породы верхнего литостратиграфического комплекса залегают практически без углового несогласия (или с очень незначительным несогласием) на тонких пластинах, сложенных 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.

ГЛАВА ПЯТАЯ

МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО И СУГУТСКОГО МАССИВОВ

Как показало изучение Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов, наиболее существенными закономерностями их геологического строения, которые должны быть учтены при построении любой модели их геотектонического развития, являются следующие.

1. Трехчленное строение стратиграфического разреза, которое указывает на смену палеогеографической обстановки образование вулканических сооружений, возвышающихся над общим уровнем морского дна, на ранних этапах развития и их длительное и равномерное опускание в дальнейшем, зафиксированное формированием мощного карбонатного (рифтового) разреза.

2. Пространственная ассоциация совершенно, казалось бы, разнородных по условиям формирования пород: ультрабазитов, зеленых сланцев, рифовых известняков.

3. Образование в основании разреза мощных (до 2 км) толщ зеленых сланцев, которые сформированы по толщам вулканитов, сопоставимых с нормальными и субщелочными разностями базальтов современных океанических вулканических гряд и эффузивами островных дуг, а также по кремнисто-терригенным породам.

4. Общая изометричная синформная структура, образованная сложной системой тектонических чешуй и покровов.

5. Формирование структуры в условиях длительно действующего вертикального стресса. Об этом свидетельствует развитие сланцеватости и будинажа в субгоризонтальной плоскости и субпараллельно плоскостям напластования осадочных и вулканических толщ, параллельность поверхностей шарьяжей и покровов поверхностям напластования осадочных толщ и сланцеватости метаморфических, а также замеры величин деформации, которые фиксируют максимальные сжимающие усилия по вертикали и растяжение в горизонтальной плоскости.

6. Неравномерное по вертикали и латерали проявление метаморфизма и сланцеватости и латеральные взаимопереходы между метаморфизованными и неметаморфизованными разностями пород.

7. Отсутствие сколько-нибудь надежно устанавливаемых корневых зон тектонических покровов вне областей их развития и наличие в составе покровов отложений единой структурно-формационной зоны.

Модель, представленная на рис. 42, — это попытка увязать в единое целое перечисленные закономерности геологического строения и развития региона.

На раннем этапе (рифей—ранний палеозой) на коре, сходной с корой совре-

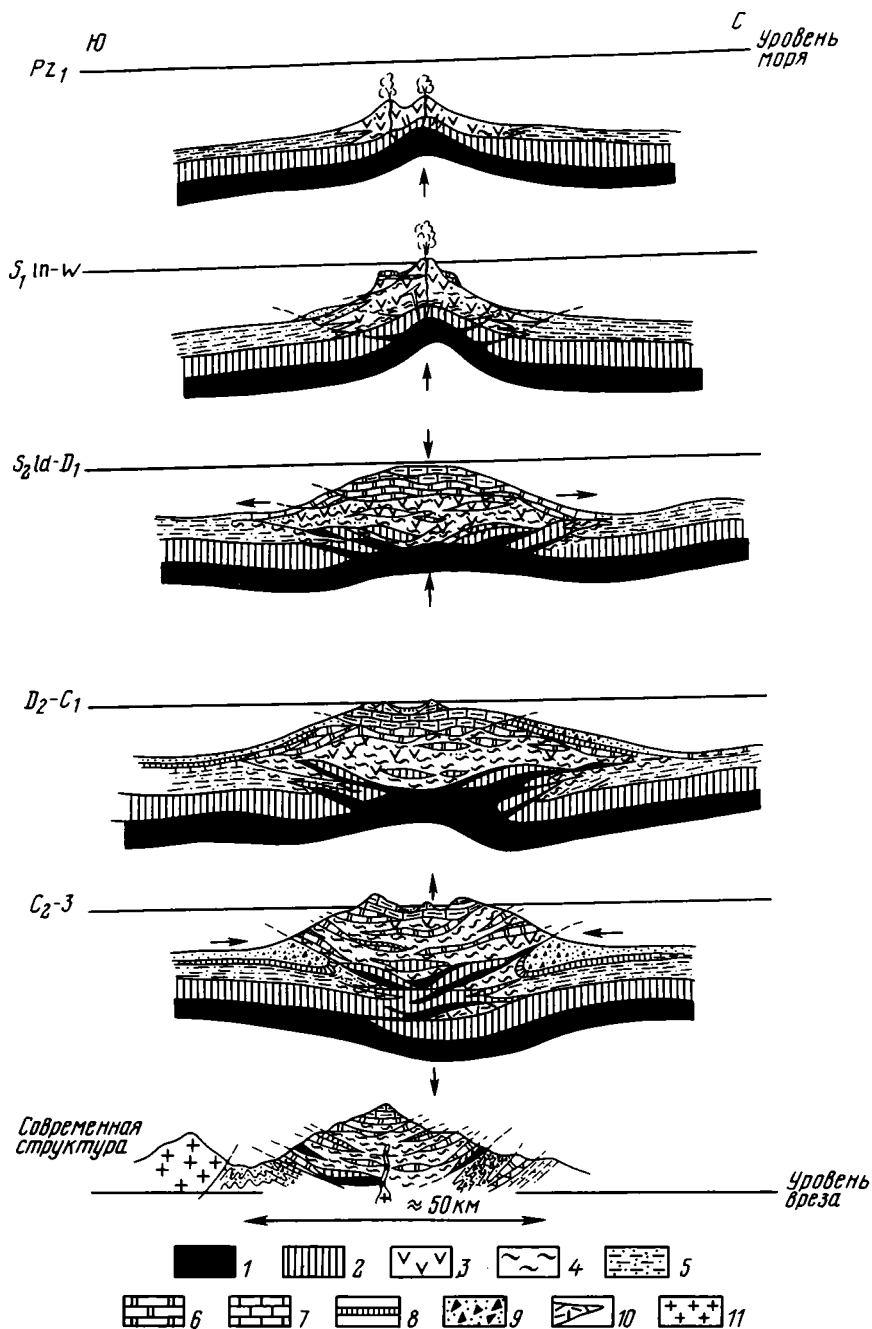


Рис. 42. Палеотектоническая эволюция вулканических внутрибассейновых гряд (Ганза-Чимтаргинский и Сугутский массивы)

1 — ультрабазиты; 2 — габбро и базальты (аналоги второго и третьего слоев океанической коры); 3 — основные вулканиды; 4 — зеленые и эпидот-амфиболитовые сланцы; 5—9 — осадочные комплексы: 5 — кремнисто-глинисто-карбонатные, ордовик-силур, 6 — рифовые известняки силура, 7 — рифовые известняки девона, 8 — кремни и тонкослоистые известняки девона-карбона, 9 — флиш и тектоно-гравитационные микститы среднего-верхнего карбона; 10 — зоны вылавок пород кислого состава; 11 — граниты и гранодиориты

менных океанов, происходит рост вулканических поднятий (системы вулканических гор). О наличии коры океанического типа свидетельствует петрографический состав вулканитов и присутствие серпентинизированных ультрабазитов и габброидов. К сожалению, в настоящее время мы не располагаем данными, которые позволили бы провести более точное сравнение базальтоидов изученной зоны и современных океанов и установить принадлежность первых к определенным областям, имеющим в настоящее время океаническую кору (области собственно океанических абиссальных равнин(?), внутренние моря(?) зоны срединноокеанических хребтов(?)). Это дело будущих исследований, но одно ясно: вулканические постройки сформированы на ультрабазитовом и базитовом основании, которое перекрыто чехлом кремнисто-глинистых и глинисто-песчаных отложений грауваккового и аркозо-грауваккового типов. На возникновение вулканических построек, приподнятых над общим уровнем морского дна и, по-видимому, достигающих в ряде случаев дневной поверхности, указывает наличие гравитационных и вулканогенно-гравитационных микститов, а также местный характер обломочного материала, отлагавшегося в разделяющих горы депрессиях.

На границе ордовик—силур (местами немного раньше или позже) на вершинах вулканических построек начинается образование отдельных банок рифовых известняков и доломитов. Их появлением фиксируется затухание вулканической деятельности, которая, однако, не прекращается полностью и временами проявляется еще довольно активно. На уровне появления фавозитового горизонта (ландовери—венлок) вулканическая деятельность практически полностью прекращается и приблизительно с конца раннего — начала позднего силура начинается новый длительный этап, наиболее характерной чертой которого является формирование на вершинах вулканических гор и поднятий мощных толщ рифовых известняков. Этап рифообразования длится с середины силура до раннего девона включительно (возможно, в отдельных постройках до позднего девона — раннего карбона). Рост рифов на вершинах вулканических гор фиксирует длительное и постепенное опускание кровли вулканических построек, величина которого достигает весьма внушительных размеров (до 2 км, именно такова наибольшая мощность карбонатных массивов). В депрессионных участках, расположенных между положительными формами рельефа, формируются в это время тонкие карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые маломощные отложения и карбонатные турбидиты, а на более поздних этапах — глинисто-песчаные и более грубые (конгломераты, гравелиты, обвальнo-осыпные брекчии) образования.

Возникает естественный вопрос: с чем же связано такое длительное и равномерное опускание вулканических построек, которое позволяет рифостроящим организмам непрерывно надстраивать разрез? Ответ на этот вопрос дает изучение внутренней структуры и особенностей проявления метаморфизма, которое показывает, что это опускание связано, скорее всего, с медленным и очень длительным (60—80 млн лет), вероятно, прерывистым процессом пластического течения пород вулканического основания и его осадочной подложки и оболочки, которое сопровождалось метаморфизмом и рассланцеванием и привело к латеральному перераспределению масс горных пород в условиях их гравитационной неустойчивости.

Рост вулканических гряд начался на коре, сходной с корой современных океанов, вероятно, над мантийным диапиром, косвенным указанием на что может служить наличие серпентинизированных ультрабазитов и габброидов. Вулканические породы подвергались вначале лишь незначительным зеленокаменным изменениям без развития сланцеватости. Не подвергались вторичным преобразованиям в существенной степени и осадочные породы, подстилающие вулканиты и соседствующие с ними. При достижении критической массы в нижних частях вулканического основания в условиях повышенных температур и неравномерного литостатического давления, под действием вертикального стресса, вызванного весом горного сооружения, начинают проявляться процессы структурно-вещественного

преобразования горных пород, которые приводят к формированию толщ зеленых сланцев с ярко выраженной сланцеватой структурой. Существование *PT*-условий, необходимых и достаточных для проявления метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций на глубинах 4—6 км, подтверждается многочисленными данными по нахождению этих пород в зонах современных срединно-океанических хребтов и разломов (см. главу вторую части второй).

Процессы метаморфизма, сопровождаемые перекристаллизацией, облегчают формирование новой тектонической структуры, а структурные преобразования способствуют более интенсивному протеканию процессов метаморфизма. Зависимость (взаимосвязанность) структурных и вещественных преобразований горных пород в условиях неравномерного литостатического давления (стресса), однако, не так проста, и об этом мы еще будем говорить при общем обсуждении материала, но ясно одно: структурно-вещественные преобразования проходят в условиях интенсивного пластического течения. В результате пластического течения основание вулканических построек медленно расползается, а поскольку метаморфизм и расланцевание в породах разного состава и различного строения проявляются неодинаково, то происходит тектоническое расслоение массива с образованием тектонических чешуй, покровов, зон тектонических брекчий и меланжей. В результате пластического перераспределения масс происходит выжимание из более глубоких горизонтов чешуй и блоков ультрабазитов и габброидов, местами развивается офиолитовый меланж. Осадочные породы, перекрытые и расслаиваемые вулканами, также претерпевают структурно-вещественные преобразования. Расползание горного массива должно неизбежно приводить к медленному опусканию его кровли, которое и фиксируется нарастающими постепенно рифовыми постройками. Известняки нижних горизонтов под действием веса вышележащих пород также испытывают пластическое течение и будинаж. Это подтверждается как их внутренней структурой, в которой запечатлены следы пластической деформации, так и их взаимоотношениями с окружающими образованиями. В частности, карбонатный, преимущественно рифовый разрез наращивается непрерывно только в центральных частях построек. По мере удаления от центра на все более и более древние горизонты, вплоть до нижнелудловских, ложатся глубоководные кремнисто-карбонатные и кремнистые отложения нижних горизонтов пушневатской свиты (агбасайской свиты).

Постепенно в результате горизонтального перераспределения горных масс на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят новые, более высокие горизонты пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму и расланцеванию и горизонтальному перераспределению. Метаморфизм захватывает при этом и карбонатные породы, превращенные в мраморизованные известняки и доломиты.

В результате рассмотренного процесса в пределах Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон Южного Тянь-Шаня на коре, сходной с корой современных океанов, формируются линзы метаморфических пород. Линзы эти имеют неоднородную структуру и сложное внутреннее строение. На поздних этапах своего развития, к рассмотрению которых мы еще вернемся, в период общего горизонтального сжатия такие линзы, сохраняя в общих чертах свое строение, оказываются выжатыми в более высокие горизонты земной коры с формированием надвигов, покровов, гравитационных и тектоно-гравитационных микститов, складчатости.

Такова модель развития, вытекающая из рассмотрения фактического материала по строению и истории геологической эволюции Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов и их непосредственного обрамления. Но, чтобы понять более общие закономерности развития Южного Тянь-Шаня в палеозое, необходимо рассмотреть положение Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов в общей структурно-формационной зональности складчатой области.

ПОЛОЖЕНИЕ ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО И СУГУТСКОГО МАССИВОВ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ганза-Чимтаргинский и Сугутский массивы принадлежат к Зеравшано-Гиссарско-Восточно-Алайской структурно-формационной зоне (см. рис. 1), которая протягивается в широтном направлении более чем на 400 км в соответствии с общим структурным планом складчатой области. На всем своем протяжении зона имеет синклинальное строение, характеризуется широким развитием метаморфических сланцев и общностью стратиграфического разреза. С севера и юга она ограничена крупными, имеющими встречные падения разломами надвигового типа, по которым отложения Зеравшано-Гиссарско-Восточно-Алайской зоны контактируют с образованиями иных структурно-формационных зон. Для внутренней структуры зоны характерны те же черты, что и для структуры описанных районов, но положение Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов в общей структурно-формационной зональности несколько различно, что связано с различием в развитии юго-западного и северо-восточного секторов складчатой области Южного Тянь-Шаня.

Анализ литературы и картографического материала наряду с личными исследованиями позволяет наметить некоторые наиболее характерные черты формационно-структурного плана складчатой области, важные для построения общей модели ее развития. Многие из этих характерных черт были отмечены ранее [Биске и др., 1981; Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Поршняков, 1973; и др.].

1. Структура Южного Тянь-Шаня представляет собой чередование зон, выполненных различными формационными типами отложений и имеющих различный тектонический стиль.

2. Происходит закономерное чередование в поперечном сечении Южно-Тянь-Шаньской складчатой области зон горизонтального сжатия и зон вертикального сжатия (горизонтального растяжения). Первые характеризуются крутыми, до вертикальных, залеганиями пластов, интенсивными сжатыми складками с крутыми осевыми плоскостями, развитием осевого кливажа и антивергентным строением антиклинорного типа. Для вторых типичны зоны пологих надвигов и тектонических покровов, общее синклинорное строение, лежащие с пологими осевыми плоскостями складки, вторичная сланцеватость и структуры пластического течения, параллельные плоскостям напластования пород.

3. Различные по структуре зоны выполнены и различными типами отложений. Для синклинорных структур характерны присутствие основных и ультраосновных вулканитов и пород офиолитовой ассоциации, зеленосланцевый метаморфизм и наличие карбонатных толщ рифового типа. Для зон антиклинорного строения характерно присутствие кремнисто-терригенных и кремнисто-карбонатных отложений. При этом во многих случаях устанавливается их глубоководное происхождение. Антиклинорные зоны часто становятся зонами и наиболее интенсивного накопления флишевых отложений, которое происходит на поздних этапах развития геосинклинального пространства.

4. В северо-восточном секторе происходит закономерное омоложение возраста флишевых отложений с севера на юг и соответственно удревнение основной складчатости в том же направлении.

5. Особенности строения разрезов приводят к выводу, что в пределах Южного Тянь-Шаня в палеозое существовала система прогибов и разделяющих их поднятий [Вихтер, Шер, 1980; Риненберг, 1973; Синицин, 1960; Шванов, 1983; и др.]. Зоны синклинорного строения, выполненные основными вулканитами, превращенными в значительной степени в зеленые сланцы и ассоциирующими с ультра-

базитами и рифовыми известняками, являлись зонами подводных вулканических поднятий. Зоны, имеющие в современной структуре сложноскладчатое антивергентное строение, были, судя по наличию сокращенных глубоководных разрезов, областями ровных глубоководных равнин, разделяющих цепи вулканических гор и островов. Исключением является Кичик-Алайский антиклинорий, который по характеру осадконакопления, структуры и магматизма можно отнести к категории структур типа современных подводных плато. Эта зона имела, вероятно, и древний сиалический слой, что подтверждается сундучной структурой чехла и гранитоидным магматизмом.

6. Сложноскладчатая структура Южного Тянь-Шаня, наличие надвигов и тектонических покровов, а также современное сочленение разрезов различных структурно-формационных зон по поверхностям надвигов заставляют вслед за предшествовавшими исследователями предполагать значительное поперечное сжатие всей Южно-Тянь-Шаньской складчатой области. Значительное поперечное сжатие подтверждается и крупноамплитудным продольным тектоническим течением горных масс.

Во введении к первой части были рассмотрены две геотектонические модели развития Южного Тянь-Шаня в палеозое. Было отмечено, что эти модели, хотя и содержат много конструктивных элементов, все же имеют и существенный недостаток — они не рассматривают строение и палеодинамическую эволюцию зон зеленосланцевого метаморфизма. Недостаточно учитывают эти модели и вещественную эволюцию осадочного и метаморфического процессов.

Этот пробел в значительной мере восполняется работой В.Н. Шванова [1983], которая посвящена литоформационной корреляции терригенных и метаморфических комплексов Южного Тянь-Шаня. В результате проведенного исследования В.Н. Шванов предложил модель ранних этапов развития Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали. Эту модель нельзя назвать геотектонической в собственном смысле слова, так как она не рассматривает структурную эволюцию области, но она является той вещественной базой, на которой возможно построение общей геотектонической модели ранних этапов развития Южного Тянь-Шаня. Рассмотрим некоторые положения этой модели.

В.Н. Шванов выделяет на территории Южного Тянь-Шаня несколько тектонических зон, каждая из которых характеризуется различными путями развития раннегерцинской структуры. При выделении этих зон подчеркивается различный их тектонический стиль, в особенности наличие покровных структур в одних зонах и их отсутствие или незначительное развитие в других.

Структурный план Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали начинает формироваться в ордовике, когда достаточно отчетливо в пределах Канско-Майлисуйской и Ягнобско-Сугутской зон фиксируются бассейны с корой океанического типа. Канско-Майлисуйская зона является не только областью накопления толеитовых базальтов, но и областью размыва, сопровождающегося накоплением примитивных граувакк, т.е. положительной морфоструктурой. Эта морфоструктура аналогична современным океаническим хребтам, возвышающимся над окружающими абиссальными равнинами, в пределах которых накапливались туфы, вулканомиктовые граувакки и вулканогенно-пелитовые осадки. Во второй половине силура вследствие тектонического воздымания и наращивания вулканических построек хребет превращается в линейную зону островных поднятий с рифовыми постройками. В течение последующего времени, до раннего карбона включительно, Канско-Майлисуйская зона сохраняет возвышенное положение, образуя низкую островную сушу на границе с эпиконтинентальным морем Срединного Тянь-Шаня.

В фазу шарьирования в конце раннего — первой половине среднего карбона разрезы Канско-Майлисуйской зоны были надвинуты с севера на юг вместе с блоками океанической коры на вулканогенные толщи араванско-киргизатинского типа с образованием зон меланжа и верхних покровов Южной и Северо-Восточ-

ной Ферганы, Охинско-Талдыкского синклиория и Сарталинской полосы. Южнее формируются известняково-сланцевые и кремнисто-песчано-сланцевые комплексы ордовика, на смену которым приходят отложения аспидной формации раннего силура. Систему Туркестано-Алая и Северо-Восточной Ферганы в это время можно отнести к единой провинции обширных абиссальных равнин (слюдисто-хлоритовый состав глинистого вещества при малом количестве щелочей, принадлежность зернистых пород к типу примитивных граувакк, основной состав эффузивов и др.), питающихся осадочным материалом за счет внутренних источников океанической природы. В южных частях распространения аспидной формации появляются признаки, свидетельствующие о близости суши (гипсоносность, красная окраска, повышенная углеродистость), а затем формируются песчаные умеренно дифференцированные отложения, что следует, вероятно, связывать с ростом поднятий вдоль южной периферии абиссальной равнины.

Во второй половине силура условия абиссальной равнины сохраняются только в центральной части территории. На севере рядом с подводным океаническим хребтом начинается развитие вулканогенного прогиба второй генерации с накоплением андезито-дацитовых и позднее основных вулканитов. К югу от девонского вулканогенного прогиба существовало прерывистое рифогенное мелководье, переходящее южнее в широкую абиссальную равнину. Еще южнее располагались системы поднятий и мелководных участков, где формировались терригенно-песчаные, рифогенные, а впоследствии, начиная с девона, известняковые и доломитовые и известняково-вулканогенные формации алайского и баубашатинского типов. Эти области оконтуривали с севера сложно построенную тектонически и морфологически расчлененную область, осадки которой слагают ныне приосевую часть Туркестанского и Алайского хребтов, Зеравшано-Гиссарскую область и Восточный Алай.

В Туркестанском прогибе к концу ландовери сформировались формации аспидного и аспидно-флишoidного типов. Источниками сноса для образования этих осадков должны были быть вулканогенные поднятия, так как отложения представлены аркозо-граувакками и примитивными граувакками. Возможно, источником сноса служила расположенная южнее зона развития базальт-андезитового, дацитового и риолитового вулканизма Ягнобской зоны. По петрографическому составу зернистых пород, по повышенному содержанию щелочей, по геохимической характеристике терригенные толщи Туркестанской зоны близки к первично-терригенным толщам ордовика—силура гнобской зоны, образуя вместе с ней, а также с восточноалайской коксуйской серией единую островодужную петрографо-минералого-геохимическую провинцию. К югу в начале силура шло образование пелитовых и кремнистых осадков малой мощности, соответствующих наиболее глубоким впадинам, поэтому Кштут-Урметанская зона в это время представляла собой не поднятие, а глубоководную впадину и только к концу лудлова — началу девона вошла в состав южного континентального поднятия в виде его мелководного обрамления.

В расположенной южнее Ягнобско-Сугутской зоне в основании вулканогенно-осадочного комплекса располагаются толеитовые базальты океанического типа. Базальтоиды содержат серпентинизированные тела ультрабазитов небольших размеров. Эти данные заставляют предполагать здесь существование бассейна с корой океанического типа, возможно, типа современных окраинных морей, обладающих значительными глубинами и вулканическими постройками с эволюцией вулканизма от основного к щелочному (андезито-базальтовому, дацитовому и риолитовому). Вулканические постройки, несомненно, формировали положительные формы рельефа, возможно, не только подводные, но и надводные, с разрывом которых связано формирование мощного комплекса терригенных осадков ягнобской и сугутской серий. Местный характер осадочного материала подтверждается их специфической принадлежностью к аркозо-граувакковому типу, высоким

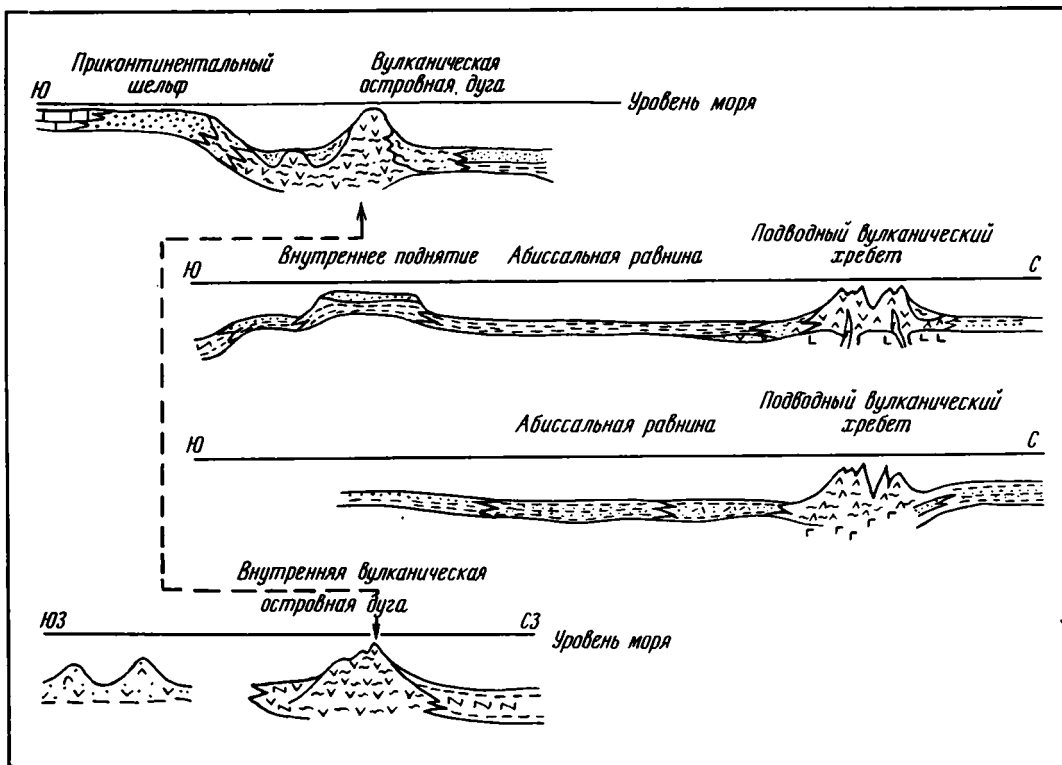


Рис. 43. Палеогеографические профили через Южный Тянь-Шань в нижнем-среднем палеозое (по: [В.Н. Шванов, 1983], упрощено)

А — район Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления; Б, В — профили вдоль линии меридиана 74° в.д.; Г — район Сугутского массива и его обрамления. Объяснения см. в тексте

содержанием щелочей при преобладании натрия и пестротой геохимических ассоциаций.

Таким образом, в ордовике — раннем силуре полоса развития ягнобских сланцев на западе, Сугутская, а несколько позднее и Коксуйская зоны на Восточном Алае представляли собой окраинные моря с корой океанического типа, на которой впоследствии развилась островная дуга, одинарная на западе и двойная на востоке (рис. 43). К концу силура ягнобско-сугутская зона превратилась в архипелаг, а затем и во внутреннее поднятие.

К югу от окраинного моря и островных дуг данного этапа развития располагалась область подвижного шельфа на окраине Афгано-Таджикской суши. Верхнеордовикские—нижнесилурийские толщи (мокшеватская свита) представлены здесь песчаниками, однородными, хорошо отсортированными, без градационной слоистости, сложенными на 90—95% окатанными зернами кварца. Вместе с высокощелочными (калиевыми) пелитовыми породами они образуют шельфовую петрографо-минералогическую провинцию высокодифференцированных пород. Подвижный шельф в позднем силуре превратился в мелководную обширную зону преимущественного доломитообразования, а затем в окраинный прогиб герцинской геосинклинали. Такова общая картина палеогеографического развития Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое по представлениям В.Н. Шванова, и можно видеть ее достаточно полное соответствие реконструкциям, выполненным для Ганза-Чимтаргинского массива.

Модель В.Н. Шванова "вещественная", и для построения более общей палеодинамической модели необходимо привлечь данные и по структурной эволюции, и по вторичным преобразованиям вещества горных пород. Эти аспекты геологической эволюции областей проявления зеленосланцевого метаморфизма рассмотрены в соответствующих разделах, и теперь можно перейти к обобщению всей совокупности имеющихся в нашем распоряжении данных.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Учитывая изложенные материалы по строению и палеодинамической реконструкции Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон, как конкретные (в пределах Ганза-Чимтаргинского массива и Сугутского блока), так и общие (выполненные В.Н. Швановым и другими исследователями), а также особенности структурного развития и процесса формирования зеленосланцевых толщ, представляется правоммерным предложить [Леонов, 1985а, б] следующую модель геотектонического развития Южного Тянь-Шаня (рис. 44).

На ранних этапах (рифей(?) — нижний палеозой) на фоне существования обширного и достаточно единого бассейна с корой океанического типа [Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Шванов, 1983] закладываются вулканические поднятия, сложенные базальтоидами, сходными с базальтами современных внутриокеанических гор [Федоров, 1982]. Выделяются по крайней мере два пояса вулканических горных сооружений, северный из которых соответствует или Охнинско-Талдыкской зоне, или Северо-Ферганской, а южный — Зеравшано-Гиссарской. Области вулканических хребтов разделены зонами накопления глубоководных кремнисто-глинисто-карбонатных отложений. Внутри этого "океанического" пространства расположены и зоны погребенных микроконтинентов или подводных плато с уже сформированным сиалическим фундаментом. Развитие вулканических поднятий идет в соответствии со схемой, изложенной в предшествующей главе, и сводится к комплексу структурно-вещественных преобразований вулканического фундамента. Эти преобразования сопровождаются расщеплением и метаморфизмом вулканических пород, их латеральным расползанием и формированием сложной системы тектонических надвигов и покровов. Расползание, вызванное пластическим течением горных пород в условиях гравитационной неустойчивости масс, обуславливает медленное и длительное опускание кровли вулканической постройки и формирование мощной толщи рифовых известняков и доломитов.

Анализ общей структуры Южного Тянь-Шаня позволяет также считать, что такое внутреннее "саморазвитие" вулканических построек идет на фоне их латерального перемещения, связанного, вероятно, с общим горизонтальным перемещением "океанической" коры Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали. Именно это латеральное перемещение вызвало на поздних этапах развития (в среднем — верхнем карбоне) формирование флишевых отложений и мощных толщ гравитационных и тектоно-гравитационных микститов (одистостромов по старой терминологии). Именно постепенным последовательным приращением внутриокеанических структур к ранее консолидированной области Срединного Тянь-Шаня и объясняется, по моему мнению, последовательное омоложение флища с севера на юг. В результате одновременного действия двух в принципе независимых процессов — горизонтальной миграции и внутреннего "саморазвития" отдельных зон — и возникает современная структура Южного Тянь-Шаня, все стадии развития которой видны из приведенного рисунка.

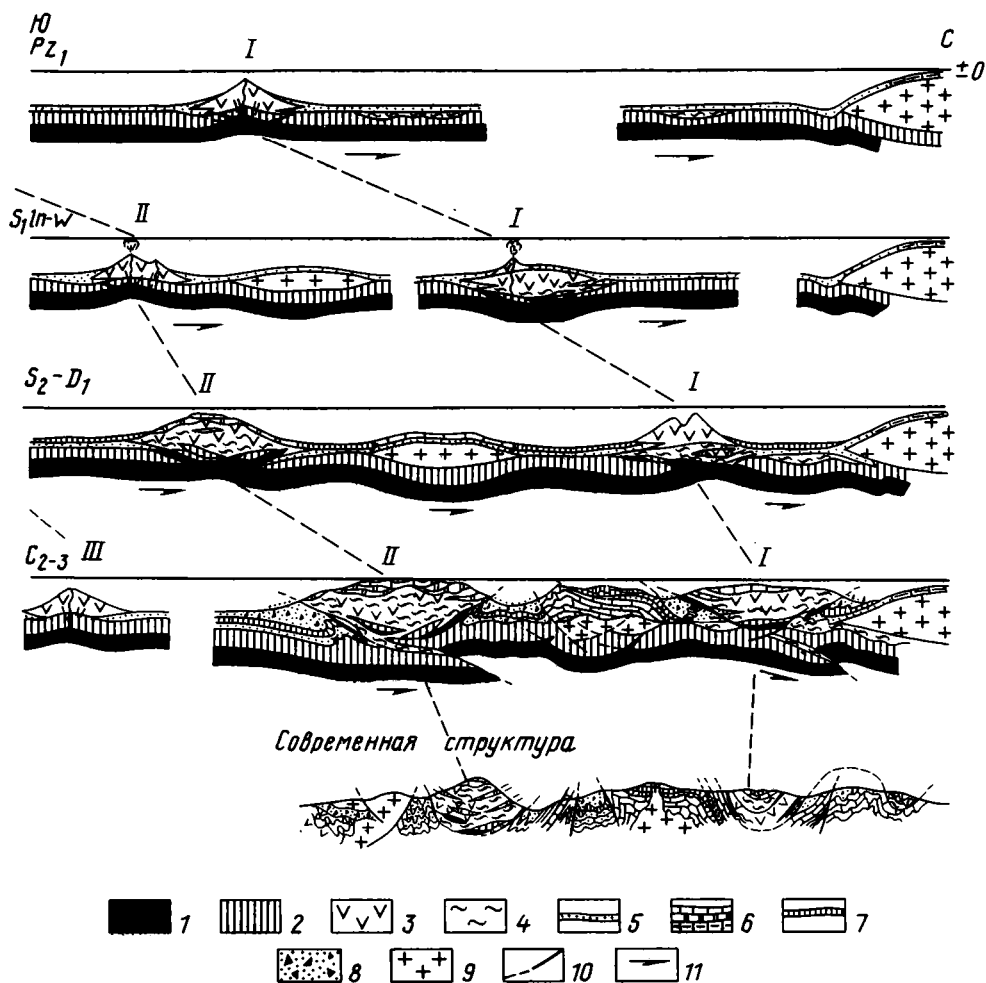


Рис. 44. Палеотектоническая эволюция Южного Тянь-Шаня в палеозое

1 — ультрабазиты; 2 — габбро и базальты (аналоги 2-го и 3-го слоев океанической коры); 3 — вулканы; 4 — метаморфические сланцы; 5 — терригенные породы; 6 — известняки и доломиты; 7 — кремни; 8 — флиш, тектоно-гравитационные и гравитационные микститы; 9 — граниты, гранодиориты; 10 — разломы; 11 — направление перемещения литосферы

Эта модель, как можно видеть, объясняет историю формирования Южно-Тянь-Шаньской складчатой области и помогает понять некоторые важные и неясные до сих пор закономерности строения складчатых зон вообще. Во-первых, объясняется механизм формирования зеленосланцевых толщ и увязывается в единое целое противоречивая, казалось бы, ассоциация — глубинных мантийных пород (офиолиты), пород со слабой степенью метаморфических преобразований (зеленосланцевая фация) и мелководных приповерхностных отложений (рифовые известняки). Во-вторых, становится более понятным механизм вывода в верхние горизонты земной коры пород офиолитовой ассоциации, причем в весьма незначительных объемах в сравнении с общими объемами коры океанического типа. На это обратил внимание один из лучших знатоков проблемы офиолитов — Р. Колман [1979], который указал, что по крайней мере на современном этапе мы не знаем примеров обдукции офиолитов на континенты. В предлагаемой модели вывод глубинных пород осуществляется за счет вовлечения глубинных горных

масс в процесс пластического течения. Описанный выше механизм формирования структуры приводит к выжиманию вулканических толщ в ассоциации с ультрабазитами и зелеными сланцами в верхние горизонты земной коры, и они оказываются оторванными от своих корней. Это выжимание еще более усиливается на поздних этапах, когда область подвергается общему горизонтальному сжатию и скупчиванию.

В предыдущих главах рассмотрены основные черты геологического строения областей проявления зеленосланцевого метаморфизма в пределах Южного Тянь-Шаня и предложена геодинамическая модель их развития. Комплексное рассмотрение различных явлений и процессов, ответственных за преобразование вещества и структуры земной коры изученного региона, выявило закономерности, позволяющие по-новому трактовать некоторые особенности геологического развития этой складчатой области. Не повторяя выводов, сделанных в соответствующих главах, подчеркну закономерности, которые касаются главной задачи исследования, а именно геодинамических аспектов проявления процессов зеленосланцевого метаморфизма.

Зеленосланцевый метаморфизм приурочен к определенным зонам складчатой области — зонам мощного базальтоидного вулканизма. Формирование зеленосланцевых толщ происходит за счет структурно-вещественных преобразований фундамента вулканических поднятий, заложившихся в рифее(?) — раннем палеозое на коре, сходной с корой современных океанов. Структурно-вещественные преобразования захватывают как основные (и сопутствующие им более кислые) породы вулканического основания подводных гор, так и подстилающие породы более глубоководных частей бассейна. Метаморфические преобразования протекают в термодинамических условиях, необходимых и достаточных для формирования пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Но в целом вторичные изменения соответствуют широкому диапазону — от начального катагенеза до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой фации (местами эпидот-амфиболитовой) и от низкобарических серий зеленосланцевой фации до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма. Выявлена парагенетическая связь между интенсивностью вещественных преобразований (и в качественном и в количественном выражении) и интенсивностью пластического течения горных масс в условиях неравномерного литостатического давления. Для данного района и типа метаморфизма кинематический фактор является, по-видимому, определяющим: именно он приводит к возникновению тех термодинамических условий, которые необходимы и достаточны для проходящих здесь структурно-вещественных преобразований.

Структурно-вещественные преобразования протекают в различных структурных условиях. Метаморфиты могут быть пространственно и генетически связаны с возникновением надвигов и тектонических покровов. В этом случае метаморфические толщи образуют узкие, приуроченные к поверхностям надвигов зоны незначительной (до 100 м, редко более) мощности. Образования второго типа слагают гигантские объемы. Зеленосланцевые толщи этого типа формируются в условиях регионально проявляющегося неравномерного давления и масштабного пластического течения горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости. Пластическое течение вызывает латеральное перераспределение горных пород, формирование системы тектонических чешуй и покровов, зон брекчирования и меланжей, а также медленное и длительное опускание кровли вулканических построек, которое и делает возможным накопление рифовых известняков, фиксирующих это опускание.

В результате процессов структурно-вещественного преобразования горных пород на коре древнего "океана" формируются линзы и полосы метаморфических образований, т.е. в процессе структурно-вещественной эволюции в пределах Южно-Тянь-Шаньского "океанического" пространства образуется некий "примитив-

ный" зеленосланцевый метаморфический слой. Понимание места и значения этого процесса в общей геотектонической эволюции складчатой области, безусловно, необходимо для построения и более общих геодинамических концепций.

Естественно, что многие вопросы регионального и теоретического характера не решаются в настоящее время однозначно и полностью удовлетворительно. Трактовка некоторых моментов геологии как конкретных регионов, так и Тянь-Шаня в целом может быть в настоящее время существенно различной. Остаются спорными многие вопросы стратиграфического расчленения толщ, их структурной позиции, проявления магматических и метаморфических процессов. И все же попытка увязать в единую концепцию разнородные явления и процессы, хотя она и не претендует на окончательное решение всех проблем геологии Южного Тянь-Шаня, позволила не только наполнить более конкретным вещественным и структурным содержанием древнее "океаническое" пространство, существовавшее на месте современного Южного Тянь-Шаня, но и выявить палеогеологические (геодинамические) условия, в которых протекали процессы, приведшие к возникновению мощных зеленосланцевых толщ этого региона.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА — ФАКТЫ И ГИПОТЕЗЫ

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ПЛОСКОВЕРШИННЫЕ ГОРЫ И АТОЛЛЫ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ

Палеотектонические и палеогеографические реконструкции выявили в пределах Туркестано-Алайского палеоокеана положительные морфоструктуры, которые представляли собой возвышающиеся над общим уровнем морского дна вулканические постройки, увенчанные мощными толщами рифовых известняков. Сходные морфоструктуры — коралловые острова и атоллы — известны в пределах современных океанических пространств, и естественно сделать попытку сравнительного анализа современных атоллов и возможных их древних аналогов.

Широкое распространение подводных и надводных гор — одна из характерных особенностей геоморфологического строения дна современных океанов¹. Геофизическими исследованиями, глубоководным бурением и драгированием установлено, что дно Мирового океана буквально усеяно возвышенностями и горами. Часть гор достигает поверхности океана и образует острова, часть — скрыта в глубинах и недоступна прямому наблюдению. В пределах Тихого океана насчитывается несколько десятков тысяч подводных гор и островов. В Атлантическом и Индийском океанах число их также внушительно и превышает 1000 в каждом. Внутриокеанические горы могут быть расположены беспорядочно или образовывать линейно вытянутые гряды, и распространены они в пределах всех морфоструктурных элементов океанического дна: на абиссальных равнинах, в зонах срединно-океанических хребтов, в областях островных дуг, на внутриокеанических поднятиях, вдоль трансформных разломов. Среди внутриокеанических гор выделено несколько разновидностей, в том числе атоллы и плосковершинные горы — гайоты, на которые мы и обратим основное внимание.

Изучение атоллов и коралловых островов было начато около 150 лет назад, и в настоящее время накоплен большой фактический материал, который позволяет сформулировать определенные закономерности строения и истории развития этих морфоструктурных образований. Обобщая материал, изложенный в ряде книг и статей, подчеркнем особенности геологического строения и эволюции атоллов и гайотов, имеющие значение для понимания их геологической природы.

1. Внутриокеанические горы имеют вулканическое происхождение. С тех пор как первая скважина достигла вулканического фундамента атолла Эниветок, получено много прямых доказательств того, что фундамент атоллов и гайотов имеет вулканическое происхождение. Об этом свидетельствует вулканическая природа океанических островов и подводных поднятий с проявлением современного вулканизма. Для океанических островов наиболее характерны оливиновые и щелочные базальты, в меньшей степени толеиты. В то же время противопоставить эти два типа базальтовых излияний друг другу нельзя, чему служат прекрас-

¹ Дальнейшее изложение материала основано на данных, содержащихся в многочисленных работах [Аони, Цуги, 1984; Валяев, 1971; Геология..., 1979а, б; Городницкий, 1985; Гэскелл, 1963; Дементицкая и др., 1978; Леонов, 1984б; Красс, 1973; Родда, 1980; Свальнов и др., 1984; Святловский, 1982; Смут, 1984; Хальбах, Путеанус, 1984; Хесс, 1969; Шепард, 1964].

ным доказательством вулканические проявления Гавайского хребта, где наблюдается эволюция вулканизма от толентовых базальтов ранних стадий до щелочных базальтоидов, изливающихся на поздних стадиях развития хребта. Среди базальтовых лав Гавайских островов встречены включения перидотитов. В пределах Гавайского хребта установлено 211 подводных вулканических гор, в том числе 12 вулканических островов и 6 атоллов. В пределах вала Туамоту обнаружено 70 островов и атоллов и 66 подводных гор, три из которых являются гайотами. Острова сложены оливиновыми базальтами с включениями андезитов. Основание атолла Хермит, который представляет собой одно из вулканических поднятий архипелага Бисмарка в Тихом океане, сложено щелочными порфировыми базальтами и долеритами. Имеются потоки щелочных роговообманковых базальтов. Количество примеров можно было бы умножить, но необходимости в этом нет, так как данные по вулканизму океанических островов суммированы в сводке "Геология океана" [1979а]. Однако необходимо отметить, что подводные и надводные вулканы переходных зон Тихоокеанского кольца являются андезитовыми. Имеются данные о присутствии в пределах подводных вулканических гор кислых пород. В пределах горы Эримо, которая расположена в месте сочленения Японского и Курило-Камчатского желобов, подняты при драгировании биотитовые риолиты, биотит-гранатовый сланец, образованный по кварциту, биотитовый гранит, роговообманковый диорит, ортопироксеновый андезит, трахит. На о-вах Фиджи известны андезиты. Но наиболее характерными породами основания атоллов и гайотов являются толентовые и щелочные базальты.

2. Формирование рифовой постройки обусловлено медленным и длительным опусканием кровли вулканического основания. Возраст наиболее нижних горизонтов рифового разреза на атоллах и гайотах сильно варьирует, но во многих случаях эти отложения достаточно древние.

В 1956 г. Г. Хесс пришел к выводу, что гайоты — это погруженные острова. Драгирование вершин гайотов гор Мид-Пацифик подтвердило гипотезу Г. Хесса: с плоских вершин гайотов были подняты окатанные гальки и остатки рифовой фауны среднемиоценового возраста. Погружение древних вулканических островов и атоллов убедительно доказывается мощностью коралловых колоний, образующих атоллы. На атолле Энвиеток скважины глубиной 1500 м дошли до коренных базальтов, подстилающих рифовые образования. Изучение кернов показало, что в период формирования коралловой толщи здесь существовали мелководные условия. Во многих других местах базальтовое основание атоллов удалось установить с помощью сейсмических исследований и драгирования. Пористость вулканических пород, слагающих гайоты, — еще один довод в пользу гипотезы их погружения. Г. Макдональд обратил внимание на то, что пористость базальтов гайота Сильвания, лежащих на глубине 2 км, оказалась почти такой же, как пористость субаэральных вулканических пород Гавайских островов. Если бы породы этой подводной горы образовались там, где они находятся сейчас, то содержание газов в них было бы примерно в 200 раз выше, чем в Гавайской магме. Из этого следует, что пористые базальты гайота Сильвания были выброшены вулканом на мелководье или даже у самой поверхности океана, а начиная с раннего эоцена произошло их погружение.

Опускание кровли вулканического основания атолла Энвиеток началось в эоцене, возраст атолла Суйко, расположенного в системе гор Императорского хребта, 58,5 млн лет, многие атоллы заложились в меловое время, и мощность коралловых образований превышает на них 1000—1500 м. Острова Лайн и подводные горы Маркус-Неккер начали опускаться 50—60 млн лет назад. Из приведенных данных следует, что формирование атоллов связано с длительным опусканием, что подтверждается и значительной мощностью рифовых образований. Мощность рифовых построек на о-ве Бородино более 450 м, на о-ве Маратуа более 500 м, на о-ве Бикини более 800 м (на этих отметках бурение было остановлено). Опускание могло

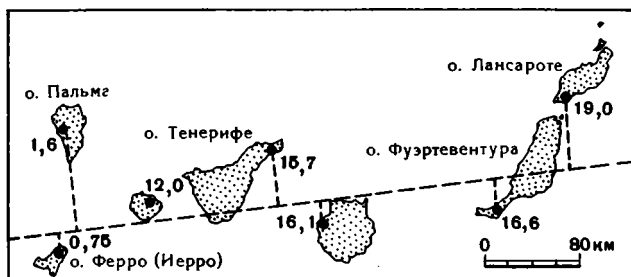


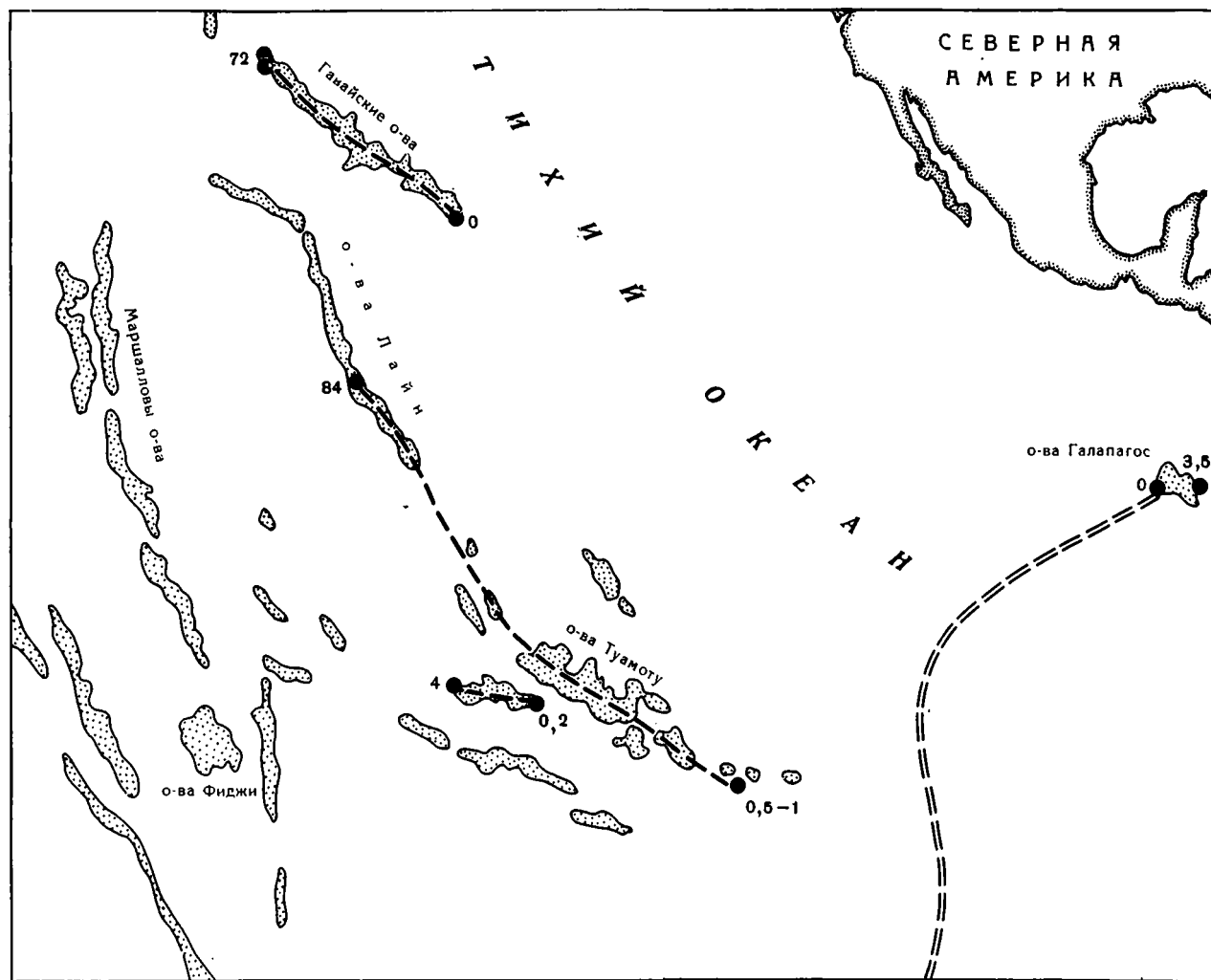
Рис. 45. Изменение возраста наиболее древних вулканических пород по простиранию цепи Канарских островов [Геология..., 1980, рис. 11]

Цифры — возраст пород, млн лет

быть непрерывным, например для атолла Энвиеток пробурен непрерывный разрез от эоцена до наших дней. Но формирование коралловых рифов, например, на атолле Хермит может прерываться время от времени базальтовыми излияниями с образованием горизонтов лав, конгломератов и обломочных известняков. На атолле Хермит выделены три этапа вулканизма и седиментации. После каждого всплеска вулканизма в прибрежной зоне формировались вулканогенные конгломераты и песчаники, сменявшиеся затем рифовыми известняками, которые формировались на фоне проседания цоколя. Опускание атолла Хермит не было непрерывным — временами оно замедлялось или прекращалось совершенно, и это было связано, как показывает последовательность напластования, с возобновлением вулканической деятельности. Структурно-морфологические данные свидетельствуют о медленном (1 мм в год) погружении атолла Хермит, независимом от эвстатических колебаний уровня океана.

Однако если механизм роста вулканической постройки и зарождение на ее вершине рифовых построек в результате опускания стали сейчас понятны и находят у большинства исследователей сходное и отвечающее сумме имеющихся фактов объяснение, то причина этого медленного и длительного опускания, зафиксированного накоплением рифов, до последнего времени остается неясной. Вопрос этот решить непросто, так как невозможно провести прямые наблюдения в области корневых зон вулканических построек и коралловых островов. Но здесь на помощь приходят данные геофизики и математического моделирования.

В настоящее время можно обсуждать два способа погружения вулканических построек. Первый способ предложил Г. Хесс, который связывал процесс погружения вулканических аппаратов с движением литосферных плит и углублением океана по направлению от срединно-океанических хребтов к глубоководным впадинам. Его гипотеза базировалась на эмпирически установленной закономерности удрежнения подводных гор при движении от центральных частей к периферии океанов. Действительно, возраст наиболее древних вулканических пород ряда вулканических гряд изменяется по простиранию и, как правило, оказывается более древним на наиболее удаленном от срединно-океанического хребта участке (рис. 45, 46). Так, возраст Канарских островов изменяется с запада на восток от 0,75 до 16—19 млн. лет. На Гавайских островах разница в возрасте наиболее древних вулканических пород юго-восточной и северо-западной оконечностей цепи составляет 72 млн лет. Для о-вов Лайн эта цифра соответствует 82 млн лет. Для о-вов Общества различие составляет около 4 млн лет, для Галапагосских островов — 3,5 млн лет. Наблюдается определенная коррелятивная связь между длиной вулканической цепи и разностью в возрасте слагающих пород: чем больше протяженность цепи, тем существеннее различие в возрасте. Наблюдается и постепенное опускание вулканических аппаратов с течением времени вдоль цепи вулканических островов. Особенно это хорошо видно на примере Гавайских островов, где происходит посте-



пенное погружение вулканических аппаратов и превращение их в атоллы и гайоты в северо-западном направлении.

Выявленная закономерность не универсальна и часто нарушается. Для атоллов же и гайотов переходных зон Тихоокеанского кольца данный механизм вообще неприемлем. В связи с этим были предприняты попытки найти иное объяснение длительному опусканию вулканических построек. В поисках нового решения существенную роль играли данные сейсмических и гравиметрических исследований.

Существует два варианта строения гайотов и атоллов: 1) атоллы и гайоты являются бескорневыми поднятиями; 2) положительные морфоструктуры атоллов и гайотов скомпенсированы соответствующим корнем по принципу изостатического плавания коры в мантии. Сейсмические исследования тихоокеанских гайотов показали, что под крупными вулканами или группами вулканов поверхность мантии опущена и масса этих сооружений поддерживается более мощной линзой земной коры. В то же время многие атоллы и гайоты не имеют компенсирующего литосферного корня. Но, как считают многие исследователи, в природе практически нет абсолютно бескорневых или корневых островов, а распространен главным образом промежуточный тип. Это подтверждается и тем соображением, что бескорневое поднятие радиусом 20—30 км не может существовать долго, если нет какого-либо тектонического процесса — подпорки. Асейсмичность же подводных гор и атоллов указывает на отсутствие активных тектонических явлений в этих районах.

Изостатическое опускание гайотов и атоллов рассматривается в двух аспектах.

1. Поднятие не имеет компенсирующего корня. Погружение гайотов и атоллов в этом варианте может быть следствием прогибания земной коры под тяжестью положительной морфоструктуры.

2. Поднятие скомпенсировано литосферным корнем. Опускание в этом случае связано с расползанием корня. Этот процесс был смоделирован М.С. Крассом для схемы изостатического плавания вязкой коры на более тяжелом и менее вязком субстрате. При этом предполагается, что поверхностная нагрузка на тонкую океаническую кору была скомпенсирована в вертикальном направлении соответствующим корнем, нижняя граница которого является зеркальным отражением внешней поверхности нагрузки. Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное над гайотами, крупными вулканами и подводными горами, показало, что масса этих сооружений в ряде случаев поддерживается более мощной линзой коры. Как показывает математическое моделирование, если корень достаточен для вертикального изостатического уравнивания, то начнется процесс горизонтального расползания корня. Если же корня недостаточно для изостатической компенсации, то к первому процессу может добавиться и процесс проседания с образованием характерной вогнутой вершины и краевых рвов, что и можно наблюдать у некоторых атоллов (Бикини, Фунафути и др.). Так как, вероятно, не существует абсолютно бескорневых островов и подводных гор, то присутствие корня ведет к расползанию горных масс под действием выталкивающей архимедовой силы. Но в любом случае, как пишет М.С. Красс [1973], поскольку процесс формирования гайотов и атоллов чрезвычайно длителен (10^6 — 10^7 лет), то, безусловно здесь всегда присутствует ползучесть материала в поле силы тяжести, особенно в области корневых частей этих морфоструктур, где этому благоприятствуют и термические условия.

Несколько ранее, основываясь на данных по сейсмическому зондированию Гавайских островов, Т. Гэскелл предполагал, что конфигурация кровли и подошвы сейсмических границ слоя 6,7 км/с свидетельствует о накоплении лавы и посте-

Рис. 46. Изменение возраста наиболее древних вулканических пород по простиранию островных гряд Тихого океана [Геология..., 1980]

Цифры — возраст пород, млн лет

пенном проседании вулканического сооружения под действием собственного веса и расплывании его "подобно вару" [Гэскелл, 1983, с. 151].

Реальность процесса латерального расползания основания вулканических построек на дне океанов подчеркивается и другими авторами.

В настоящее время данная точка зрения, по-видимому, наиболее полно отвечает имеющимся данным по строению и истории развития гайотов и атоллов, но все же это лишь гипотеза, которая нуждается в проверке. Пока мы можем использовать для подтверждения или опровержения данной модели только косвенные методы.

В геологии широко применяется метод актуализма, который впервые был сформулирован английским геологом Ч. Лайелем, считавшим, что изучение современных природных процессов — ключ к познанию аналогичных процессов прошлого. Но геологические процессы столь длительны, что мы не имеем возможности проследить тот или иной процесс и посмотреть на его окончательный результат.

Однако можно поставить обратную задачу, а именно попробовать понять процессы, идущие в настоящее время в земной коре или скрытые от нашего наблюдения, с помощью изучения древних геологических образований, в составе и структуре которых зашифрован ход геологической истории. Иными словами, попытаться применить обратный метод актуализма историко-геологический метод.

Если сравнить историко-геологическое развитие атоллов современных океанов и их морфоструктуру с приведенным ранее описанием морфоструктуры и историко-геологического развития рифовых массивов Южного Тянь-Шаня, то можно заметить значительное сходство между ними. В пределах Тянь-Шаня в палеозое на коре, сходной с корой современных океанов, растет вулканическое сооружение, кровля которого в определенный момент начинает опускаться. Опускание кровли фиксируется толщей (до 2,5 км) рифовых известняков. Продолжительности формирования рифовых построек над проседающим вулканом в современных океанах и в палеоокеане Южного Тянь-Шаня вполне сопоставимы и составляют 60—100 млн лет. При анализе истории формирования структуры вулканических сооружений Южного Тянь-Шаня и окружающих их осадочных образований указывалось, что проседание положительных морфоструктур, которое зафиксировано двухкилометровой толщей рифовых известняков, связано с латеральным перераспределением горных масс, обусловленным вертикальным раздавливанием, которое, вероятно, вызвано весом самого вулканического сооружения. Латеральное тектоническое перераспределение вещества связано с комплексом структурно-вещественных преобразований, происходящих в условиях пластического течения горных пород. Модель горизонтального расползания основания вулканических гор современных океанов, изложенная выше, хорошо согласуется с теми данными, которые получены и для древних палеозойских структур Южного Тянь-Шаня. И учитывая данные по структурной эволюции подводных гор и атоллов Туркестано-Алайского палеоокеана, можно допустить, что опускание гайотов и атоллов, расположенных в пределах современных океанов, связано с латеральным перераспределением масс горных пород в условиях гравитационной неустойчивости и изостатического выравнивания.

Мы видели, что горизонтальное перераспределение горных пород в пределах Южного Тянь-Шаня обусловлено комплексом структурно-вещественных преобразований, связанных с пластическим течением и происходящих в условиях катагенеза, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Очевидно, что и опускание атоллов и гайотов современных океанов, если оно связано с латеральным расползанием основания вулканического массива, должно сопровождаться метаморфизмом горных пород и их структурной перестройкой. Мы не знаем, к сожалению, какие вещественные и структурные преобразования претерпевают

горные породы в основании атоллов и гайотов, но в настоящее время имеются данные о нахождении метаморфических пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в пределах различных структурных элементов дна современных океанов. Эти данные, хотя и не могут дать окончательное решение проблемы, тем не менее вполне укладываются в логику предыдущих рассуждений. Перейдем к их рассмотрению.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ДНА СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ

В настоящее время накоплен большой материал по вторичным преобразованиям пород океанического ложа. Этих данных пока недостаточно, чтобы решить вопрос о геологических условиях проявления метаморфических процессов, но некоторые предварительные выводы относительно рассматриваемого в данной работе аспекта проявления метаморфических процессов сделать можно. При написании главы использовались данные многочисленных публикаций, в которых содержатся интересующие нас сведения и более полная библиография по проблемам метаморфизма океанического дна [Аументо и др., 1983; Богатиков, Дмитриев, 1983; Гу-гушвили, 1983; Кашинцев и др., 1981; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978; Коссовская и др., 1981; Миясиро, 1976; Миясиро и др., 1973; Непрочнов и др., 1985; Перцев, 1983; Перцев, Русинов, 1981; Рудник и др., 1984; Силантьев, 1978, 1981, 1983; Харин, 1981; Шнюков и др., 1983].

Метаморфические породы обнаружены в пределах различных структур океанического ложа: в зонах срединно-океанических хребтов и трансформных разломов, в бортовых частях глубоководных впадин, на склонах подводных гор и хребтов. Метаморфические породы представлены главным образом цеолитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями, известны амфиболиты. В зонах взаимодействия литосферных плит присутствуют породы фации голубых сланцев. В разрезе океанической коры устанавливается определенная метаморфическая зональность. Для первого геофизического слоя, сформированного преимущественно осадочными породами, характерны низкотемпературные экзогенные условия океанического литогенеза, преобразования, связанные с подводным выветриванием, аргиллитизация. Во втором слое, который сложен главным образом базальтами, проявляется низкотемпературный метаморфизм цеолитовой и зеленосланцевой фаций. Цеолитовая зона распространена до глубины примерно 1 км, ниже следует зона, характеризующаяся минеральным составом зеленосланцевой фации. Третий геофизический слой, состоящий из габброндов и ассоциирующих с ними ультраосновных пород, подвержен более высокотемпературному метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Но, как указывают многие исследователи, среди метаморфических пород океанического дна наиболее распространены породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Среди метаморфических пород океанического дна можно выделить две разновидности. К первой разновидности относятся породы, которые сохраняют признаки магматического и осадочного происхождения и не обладают сланцеватой текстурой. В этом случае удастся установить направленную метаморфическую зональность, отражающую прогрессивное увеличение температуры и давления при движении сверху вниз по разрезу океанической коры. Вторая разновидность метаморфических пород океанического дна характеризуется отчетливо выраженной сланцеватой и пльчатой текстурой и практически полной потерей признаков

первоначального происхождения. Эти породы характерны для третьего геофизического слоя, причем последовательные переходы в метаморфические образования более низких ступеней могут отсутствовать. Что же касается метаморфитов второго слоя (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций), то распространение рассланцованных пород чаще всего контролируется зонами разломов и деформаций горных пород. Зеленосланцевый малоглубинный метаморфизм не имеет регионального распространения и проявляется неоднородно. В отдельных местах, например в зоне Аравийско-Индийского хребта, установлено, что интенсивность метаморфизма с глубиной уменьшается. Факт этот имеет принципиальное значение.

Среди этой разновидности метаморфических пород выделено несколько групп, различающихся по степени метаморфизма, но наиболее распространены зеленые сланцы.

Зеленые сланцы. Породы сложены чешуйками бледно-зеленого хлорита, листочками биотита, мелкими иголочками актинолита и имеют тонкоплойчатую текстуру. Полосчатость обусловлена обогащением прослоев одним из перечисленных минералов. Листочки биотита ориентированы в плоскости сланцеватости. Выделены различные разновидности сланцев: биотит-хлорит-актинолитовые, тальк-актинолит-хлоритовые, тремолит-хлоритовые и др. Для многих сланцев характерны выделения рудного минерала, тремолит-хлоритовые сланцы содержат прожилки кварца.

Эпидотовые амфиболиты. Породы состоят из зерен плагиоклаза, буровато-зеленой роговой обманки, эпидота, сфена, апатита. Ориентировка минералов выражена иногда слабо, иногда отчетливо. Текстура пород неясно полосчатая, полосчатая, сланцеватая.

Амфиболиты. Породы сложены преимущественно зернами светло-зеленой роговой обманки, вытянутыми вдоль полосчатости, которая характерна для этой разновидности пород. Полосчатость подчеркивается и субпараллельными полосами, обогащенными агрегатом рудного вещества. Плагиоклаз обычно сильно сосюритизирован, иногда нацело замещен альбитом. Наряду с четко выраженной полосчатой структурой встречаются участки с такситовой структурой. Участки (обломки) с ярко выраженной гранобластовой структурой обтекаются полосчатостью. Отмечаются признаки растаскивания этих гранобластовых обломков. Предполагается, что амфиболиты образовались при катаклазе и рассланцевании меланократовых пород габброидного ряда.

Выделенные выше разновидности пород характерны для Восточно-Индийского хребта и примыкающего к нему одноименного желоба. Наличие в метаморфитах сланцеватости и полосчатости приводит описавших эти породы исследователей к выводу, что в области хребта и желоба на отдельных этапах их геологической истории существовал режим тектонического сжатия. Сходные комплексы пород выявлены и в других регионах Мирового океана.

Интересны данные о строении и составе метаморфических толщ в районе разлома Хейзен в Тихом океане (рис. 47). Среди метаморфических сланцев, поднятых при драгировании южного борта разлома, выделены два типа пород — обогащенные амфиболом и обогащенные кварцем. Сланцы первого типа сложены роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем, мусковитом, пренитом, эпидотом, пирротинном и сфеном. Наиболее распространены тонкоплитчатые, с ярко выраженной сланцеватой текстурой и микроплойчатостью породы. Тонкая слоистость пород и наличие реликтовых обломочных форм плагиоклаза приводят исследователей к выводу, что породы сформированы по тонкозернистым туфам основного и среднего состава. Выявлены среди этого комплекса пород и амфиболиты. Амфиболиты обогащены сульфидами, которые или тонко диспергированы, или образуют секущие сланцеватость прожилки. Микроскладчатая текстура и обогащенность роговой обманкой позволили описать эти породы как роговообманковые сланцы. Текстура породы

микроплотчатая, сланцеватая. Микроплотчатость обусловлена чередованием меланократовых слоев, сложенных главным образом роговой обманкой, и лейкократовых слоев из плагиоклаза и кварца. Наиболее лейкократовые разности состоят из кварца, плагиоклаза и роговой обманки, но резко обогащены кварцем по сравнению с меланократовыми разностями.

Сланцы разлома Хейзен лишены реликтов структур, типичных для изверженных пород. По химическому составу роговообманковые сланцы близки к типичным базальтоидам, и предполагается, что они сформированы при метаморфизме пестрой по составу вулканогенно-осадочной толщи.

Сланцы второго типа отличаются более светлым цветом и сложены в основном кварцем и плагиоклазом. Второстепенные минералы представлены амфиболом, пренитом, эпидотом. Кварц образует гранобластовый агрегат из мелких округлых зерен и слагает мономинеральные прослои толщиной 0,3—1 мм. Плагиоклаз образует аналогичные формы. Лейкократовый состав и значительное количество кварца позволили считать эти породы метаморфизованными осадочными породами кремнистого состава.

Над амфиболитами и зелеными сланцами залегают перидотиты и серпентиниты, которые вверх по склону сменяются габброидами, а затем базальтами и долеритами. Вершину склона венчают органогенные фораминиферово-кокколитовые известняки третичного и более молодого возраста.

Таким образом, в зоне разлома Хейзен восстанавливается последовательный разрез океанической коры от перидотитов (глубина 5040 м) через габбро к долеритам и базальтам. Породы океанической коры залегают гипсометрически выше метаморфических сланцев, сформированных по вулканогенно-осадочной толще, измененной в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Породы, измененные до степени зеленых сланцев и амфиболитов, известны и в других районах. Деформированные сланцеватые амфиболиты и зеленые сланцы описаны в пределах Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 47); амфиболиты с отчетливо выраженной сланцеватой текстурой и плитчатой отдельностью подняты с океанического склона Марианского желоба, там же описаны актинолит-хлоритовые сланцы. Обнаружены метаморфиты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций со сланцеватой текстурой и в некоторых других районах.

В подавляющем большинстве случаев метаморфические породы сформированы по базальтам. Независимо от исходного состава metabазиты имеют чрезвычайно выраженный минеральный состав, типичный во многих случаях для зеленосланцевой фации метаморфизма: $ab + xl + ep + kv + ak$. Зачастую в породах сохраняется реликтовая структура, которая и позволяет относить исходные породы к metabазальтам, но, как мы видим, встречаются и породы, нацело лишенные признаков их первично-магматического происхождения.

Все геологи, изучающие метаморфические породы океанического дна, подчеркивают явление привноса и выноса вещества во время метаморфизма. Об этом свидетельствуют следы замещения первичных минералов и изменение химического состава породы при метаморфизме. Особенно характерны для океанических metabазальтов привнос Na_2O , SiO_2 , H_2O и вынос CaO и MgO , что приводит к дебазификации исходных пород. Дебазификация приводит и к возникновению кварцсодержащих разностей амфиболитов. Интересно, что процесс миграции элементов, вероятно, наиболее характерен для метаморфизма низких ступеней, включая зеленосланцевую фацию. Метаморфизм более высоких ступеней протекал, по-видимому, без миграции элементов. Такой вывод делается исследователями, исходя из того, что в амфиболитах третьего слоя устанавливается незначительное уменьшение содержания воды. Такие условия ($P = 400$ бар, $T = 550^\circ$) допускаются для третьего слоя на глубинах порядка 6 км при условии аномально высокого теплового потока. Примечательно, что в данном случае речь идет, ви-

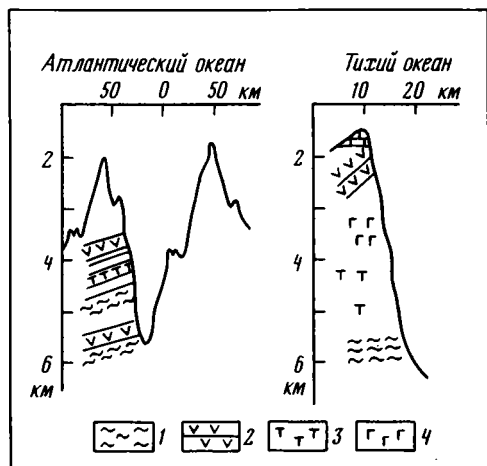
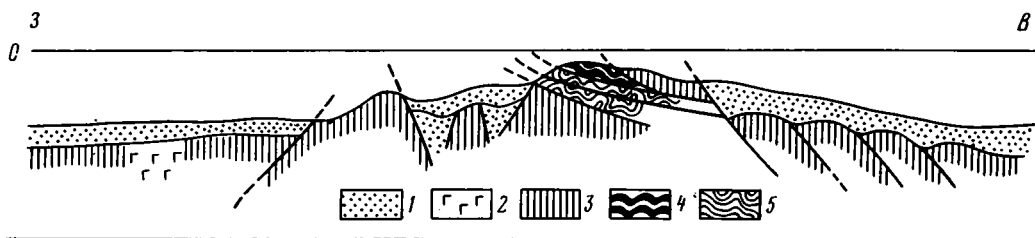


Рис. 47. Строение земной коры в зоне разлома Элтанин (Тихий океан) и Срединно-Атлантического хребта [Силантьев, 1983, рис. 2]

1 — зеленые сланцы и амфиболиты; 2 — базальты и диабазы; 3 — габбробазиты и серпентиниты; 4 — габбро и их коомулаты

Рис. 48. Тектоническая структура хребта Ширшова (по: [Непрочнов и др., 1985, рис. 6], упрощено)

1 — глинисто-алевритовые и карбонатные осадки чехла; 2 — базальты; 3 — акустический фундамент; 4 — кремнистые образования триаса; 5 — кремнисто-вулканогенные образования верхнего мела — нижнего палеогена



димо, о недеформированных породах, тогда как в сланцеватых, деформированных амфиболитах миграция вещества четко фиксируется. Характерной чертой метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма для пород дна океанов является натровая специализация.

С породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма нередко ассоциируют серпентиниты. Они часто залегают выше амфиболитов, габбро, базальтов и долеритов. Встречаются сильно брекчированные, катаклазированные серпентиниты с включением в брекциях отторженцев зеленых сланцев.

По мнению многих исследователей, океанические метабазальты идентичны продуктам нормального регионального метаморфизма, связанного с офиолитовыми комплексами континентов. В то же время вопрос о происхождении океанических зеленых сланцев и амфиболитов остается не до конца выясненным, и многие зарубежные исследователи считают, что образование, например, амфиболитов связано с взаимодействием гидротермального, контактового и динамического метаморфизма. В качестве главного носителя вещества при метаморфизме рассматривается морская вода, циркулирующая по системе трещин или по ослабленным зонам. Большинство находок зеленых сланцев и амфиболитов в пределах океанического дна связано с зонами разломов, и многие считают (по аналогии с континентами), что зеленые сланцы и амфиболиты маркируют поверхности, по которым осуществлялись горизонтальные и вертикальные подвижки блоков и плит океанической литосферы. О существовании тектонических движений в зонах распространения метаморфических комплексов свидетельствуют их внутренняя структура и текстура (сланцеватость, плейчатость, микроскладчатость, бластез) и характер проявления метаморфизма (пятнистость, неравномерность распределения по разрезу, приуроченность к зонам тектонического брекчирования, катаклаза).

Одним из показательных примеров структурного положения метаморфитов в пределах океанического дна является хребет Ширшова [Непрочнов и др., 1985], разделяющий Командорскую и Алеутскую котловины Берингова моря. По данным геофизических исследований и драгирования установлено, что хребет Ширшова представляет собой сложно построенное поднятие, состоящее из серии залегающих друг на друге тектонических пластин и разбитое более молодыми разломами на отдельные блоки (рис. 48).

Среди коренных пород, слагающих хребет Ширшова, выделены три комплекса. Первый комплекс представлен амфиболитами, долеритами, кварцевыми долеритами и кварц-биотитсодержащими габбро. Амфиболиты имеют полосчатую текстуру, которая обусловлена чередованием слоев, обогащенных цветными минералами и плагиоклазом. Для минеральных зерен характерна линейная ориентировка. Парагенезис минералов (зелено-бурая роговая обманка, плагиоклаз) в сочетании со сланцеватой текстурой и типично метаморфическими структурами показывает, что вулканические породы подверглись метаморфизму амфиболитовой фации. Встречены и менее метаморфизованные базиты, сохранившие первичные магматические структуры и претерпевшие лишь частичные минеральные преобразования. Они представлены кварцевыми долеритами, амфиболитизированными кварц- и биотитсодержащими габбро. Парагенезис минералов соответствует зеленосланцевой фации метаморфизма. Считается, что амфиболы сформированы по куммулятивным габбро, а кварцевые долериты и сопутствующие им породы сопоставляются с дайковым комплексом офиолитовой ассоциации, что подтверждено и наличием в некоторых образцах интрузивных контактов долеритов и базальтов. Второй комплекс представлен глубоководными кремнистыми, кремнисто-глинистыми и туфогенно-осадочными отложениями среднего триаса — палеогена. Среди этой группы пород встречены и базальты. Третий комплекс пород сложен слабо литифицированными диатомитами, спикулитами, песчаниками и конгломератами. Состав галек в конгломератах и обломков в брекчиях соответствует составу подстилающих пород, что является доказательством местного происхождения обломочного материала.

Вулканогенно-кремнистые образования и ассоциирующие с ними metabазиты по составу, строению и особенностям метаморфизма сравнивают с верхней и средней частями разреза офиолитовой ассоциации.

Спецификой метаморфизма описанных выше комплексов является наличие типичных метаморфических структур и текстур и появление плейчатости в амфиболитах. Метаморфизм сопровождается интенсивными деформациями. Авторы исследования считают, что деформации вызваны активными тектоническими подвижками в области хребта, которые проявлялись неоднократно, неоднократно менялись и структурные обстановки и *PT*-условия. В пределах восточного склона хребта по данным драгирования реконструируется разрез метаморфических пород с постепенным уменьшением метаморфизма снизу вверх. Нижние части разреза сложены амфиболитами, примерно на середине склона появляются зеленые сланцы, дислоцированные, с зеркалами скольжения. Самый верхний уровень представлен сильно тектонизированными породами — милонитами, образовавшимися по зеленым сланцам. Следы деформаций несут все типы пород, кроме верхнемиоценовых. Характерны интенсивный катаклаз, многочисленные зеркала скольжения. Поднятые при драгировании отторженцы кремнистых пород имеют уплощенную форму, характерную для будин.

Весь комплекс данных свидетельствует об интенсивной тектонической переработке пород, слагающих хребет. Как считают изучавшие хребет Ширшова исследователи, тектоническая переработка пород, динамометаморфизм и выявленная при драгировании и геофизических исследованиях чешуйчатая структура хребта являются следствием протекавших здесь процессов горизонтального сжатия. Анализ

распределения драгированных пород по склону показал также, что более верхние пластины сложены более древними породами.

Изложенный материал (хотя в настоящее время он и не очень представительен) показывает, что во многих структурах океанического дна присутствуют метаморфические породы, сформированные по вулканическим и вулканогенно-осадочным образованиям. Метаморфизм протекает преимущественно в условиях зеленосланцевой и эпидиот-амфиболитовой фаций. Необходимо подчеркнуть и некоторые другие важные для последующего обсуждения закономерности: 1) большинство находок метаморфических пород связано с достаточно низкими гипсометрически участками положительных морфоструктурных элементов океанического дна (хребтов, поднятий, подводных гор, разломных уступов); 2) в ряде случаев (со временем их становится известно все больше) метаморфизм сопровождается интенсивной структурной перестройкой горных пород, выраженной в развитии сланцеватости, полосчатости, микроскладчатости, бластеза и пр.; 3) метаморфизм сопровождается процессом привноса — выноса вещества, который приводит к дебазификации исходных пород; 4) большинство исследователей связывают появление рассланцованных и деформированных метаморфитов с тектоническими движениями блоков океанической литосферы.

Обратимся теперь к рассмотрению еще одной стороны вещественного преобразования пород океанического дна. Изучение минеральных ассоциаций, возникающих в результате геохимических изменений вулканических и осадочных пород океанического дна, показало, что в процессе подводного выветривания образуется комплекс разнообразных низкотемпературных минералов, которые накапливают чуждый океаническим породам калий. Наиболее легко поглощают калий из морской воды палагонит и железистые смектиты. При преобразовании базальтов калий накапливается в составе калиевого полевого шпата, который образуется по основным плагиоклазам. Высказывается мнение, что вторичные изменения базальтов могут происходить при очень низких температурах, порядка 30—40°. Однако существует мнение, что калишпатизация происходит не на контакте с морской водой, а возникает только под достаточным покровом осадков и при условии повышенной температуры верхней части основания.

Калиевые полевые шпаты (дисперсные) обнаружены и в красных пелагических глинах Тихого океана. Процесс низкотемпературных преобразований находит выражение в выносе Ca, Mg, части Fe и в привносе Si, K и ряда других литофильных элементов: Li, Rb, Sr. Повышенное содержание SiO_2 связано с появлением его избыточного количества при разложении базальтов и за счет кремнистых организмов. Появляются ассоциации минералов свободного кремнезема — опала, кристобалита, кварца, а также аутигенные калиевые полевые шпаты и различного рода слоистые смектиты. Такие изменения связаны с подводным выветриванием и в ряде случаев с участием нагретых ювенильных вод. По мнению ряда исследователей, значительная часть изменений базальтов связана с низкотемпературными гидротермальными процессами. На глубинах в несколько сот метров в базальтовой толще температура может достигать более чем 100°С. Главным источником растворов является морская вода, что подтверждается изотопным составом серы вторичных сульфидов. Метаморфизм проявляется локально, обычно в зонах брекчирования и повышенной проницаемости. При проявлении метаморфизма происходит изменение валового химического состава пород в отношении ряда компонентов, и прежде всего калия и магния. Этот тип метаморфизма не является изохимическим и несвойствен региональному метаморфизму. Наибольший интерес вызывает у исследователей процесс калишпатизации базальтов, суть которого состоит в замещении основного плагиоклаза калишпатом с образованием псевдоморфоз калишпата, окаймленных менее основным плагиоклазом. При интенсивном процессе плагиоклаз полностью замещается калишпатом и содержание K_2O может повыситься до 3—9%. Возраст процесса калишпа-

тизации зачастую оказывается намного моложе возраста базальтов (определения возраста К—Аг-методом). Базальты Бермудского поднятия древнее времени процесса калишпатизации на 40—50 млн лет, возраст калишпатизации меловых базальтов Центральной котловины Тихого океана 58 млн лет, калишпатизация базальтов Перуанской котловины моложе возраста самих базальтов на 20 млн лет. Процесс калишпатизации распространен очень широко и отмечен практически во всех океанических структурах, кроме молодых рифовых долин и гребней срединно-океанических хребтов Тихого и Атлантического океанов.

Приведенные данные показывают, что процессы низкотемпературных преобразований пород океанического дна (алюмосиликатные породы первого слоя и верхняя часть пород второго слоя) приводят к формированию комплекса минералов, "как бы подготавливающих и геохимически и минералогически вещество океанической коры к последующей гранитизации" [Коссовская и др., 1981, с. 13]. Таким образом, низкотемпературные преобразования, так же как и метаморфические более высоких ступеней, приводят к дебазификации, "континентализации" исходного вещества океанической литосферы. Но геохимическая специализация процессов дебазификации в одном и другом случае различна: при метаморфизме наблюдается натровая специализация, а при низкотемпературных процессах — калиевая.

Итак, в различных структурных элементах океанической коры проявляются процессы метаморфизма цеолитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Местами формируются амфиболиты. Процессы метаморфизма нередко сопровождаются существенной структурно-текстурной перестройкой горных пород, свидетельствующей об их пластическом течении (сланцеватость, микроплойчатость, микроскладчатость, бластез). Метаморфизм проявлен неравномерно, пятнами и приурочен к зонам тектонических деформаций. Метаморфические породы вскрываются на определенной глубине и в основании положительных морфоструктурных элементов океанического дна (поднятий, хребтов, подводных гор). Можно, вероятно, думать, что проявление метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в совокупности с процессом пластического течения горных пород — это одна из характерных черт структурно-вещественной эволюции океанической коры.

Изложенный материал показывает, что в определенных зонах в разрезе океанической коры появляются линзы метаморфических пород, сформированные по вулканитам и вулканогенно-осадочным и осадочным породам. Логично допустить, что и в основании некоторых крупных положительных структур (подводных вулканических гор, гайотов, атоллов) могут развиваться процессы метаморфизма и рассланцевания, сходные с описанными или идентичные им. Делая такое допущение (а оно, как мне представляется, вполне оправданно), мы можем понять сущность механизма латерального пластического перераспределения масс горных пород, предполагаемого на основании геологических данных и математического моделирования [Красс, 1973] в основании плосковершинных гор и атоллов, и объяснить процесс медленного длительного опускания кровли вулканических построек, фиксируемой на атоллах и коралловых островах ростом рифов.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩЕТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Изучение геологического строения и развития областей зеленосланцевого метаморфизма в пределах палеозойского Туркестано-Алайского "океанического" пространства выявило положительные морфоструктуры, сходные по строению, типу вулканизма и истории развития с атоллами и гайотами современных океанов. Конечно, многие вопросы остаются здесь нерешенными, для окончательного установления истины необходимы дополнительные исследования в пределах дна современных океанов и в областях фанерозойской складчатости, но имеющиеся данные позволяют поставить и решить проблему эволюции вулканических поднятий и выявить их роль в процессе развития складчатых поясов. Рассмотренные проблемы выходят за рамки чисто регионального значения и позволяют обратить внимание на ряд вопросов геологической эволюции земной коры.

ВЕРОЯТНЫЕ АНАЛОГИ

Прежде всего возникает вопрос: имеют ли подмеченные в пределах Южно-Тянь-Шаньской складчатой области закономерности более общий характер и применимы ли они при расшифровке геологической эволюции других складчатых областей? Положительно ответить на этот вопрос уже позволяет сравнение тянь-шаньских палеовулканических гряд с атоллами и гайотами современных океанов. В литературе имеются данные о возможно сходном развитии ряда регионов. При анализе истории развития Южного Тянь-Шаня выявлены две закономерности: 1) вулканические гряды возникают на коре океанического типа и проходят определенный путь развития, который характеризуется постепенным покислением вулканизма и увеличением его щелочности; 2) вулканические постройки (гряды, дуги) с течением времени перемещаются латерально и наконец причленяются к континентальным блокам, наращивая их. Происходит как бы совмещение двух в принципе независимых процессов — внутреннего структурно-вещественного саморазвития вулканических гряд и их латерального перемещения, обусловленного движением палеоокеанической литосферы. Аналогичные явления установлены и для других складчатых областей: Урала [Коптева, 1976] (рис. 49), Казахстано-Сибирской области (рис. 50), Южной Монголии (рис. 51), Канадских Кордильер (рис. 52) и некоторых других районов. Во всех перечисленных случаях устанавливаются именно эти два явления — латеральная миграция и внутреннее саморазвитие областей вулканических поднятий, формирующихся на коре океанического типа, хотя трактовка внутренней эволюции вулканических гряд дается иная, чем наша для Тянь-Шаня. Во многих работах находит отражение еще одна закономерность. На примере Южного Тянь-Шаня показано, что в пределах вулканических поднятий устанавливается своеобразная триада горных пород, казалось бы несовместимых в единой структуре: глубинных ультрабазитов, зеленых сланцев и мелководных рифовых известняков. Предложенная в работе модель объясняет их сонахождение, и интересно отметить, что и в других регионах наблюдается аналогичная ассоциация горных пород, в чем легко убедиться, анализируя приведенные рисунки.

Таким образом, для внутриконтинентальных складчатых областей палеозоя характерны латеральная миграция вулканических гряд и их внутреннее саморазвитие, заканчивающееся причленением этих структур (видоизмененных в процессе структурно-вещественной эволюции) к более древним континентальным массам и формированием новых участков гранитно-метаморфического слоя. Определенные аналоги находим мы и в пределах современных океанов. Ранее упоминалось, что наблюдается определенная коррелятивная связь между длиной вулканических цепей и разностью в возрасте слагающих их пород: чем больше протяженность

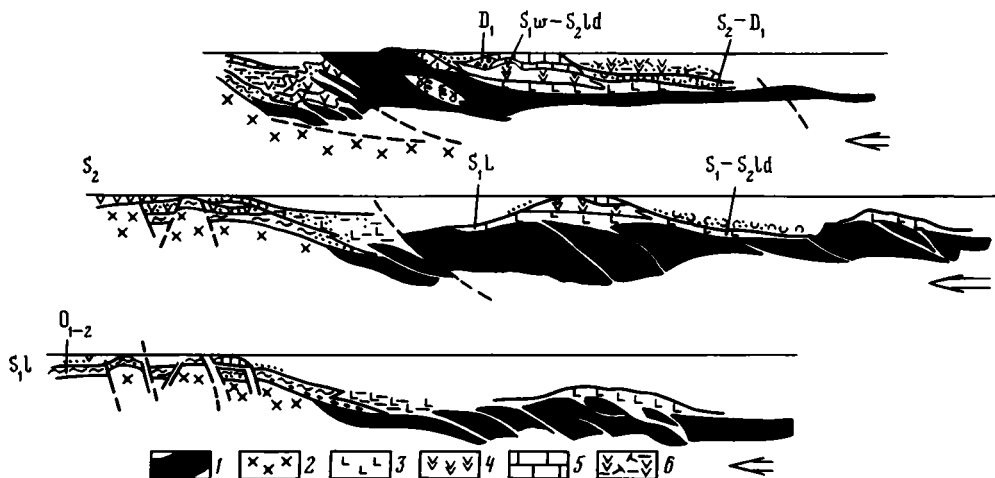


Рис. 49. Формирование структуры офиолитовых аллохтонов Полярноуральского региона (по: [Савельев, Самыгин, 1979, рис. 3], упрощено)

1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора; 3 — основные эффузивы толентовой серии; 4 — андезитобазальты, андезиты; 5 — известняки 6 — тефроиды

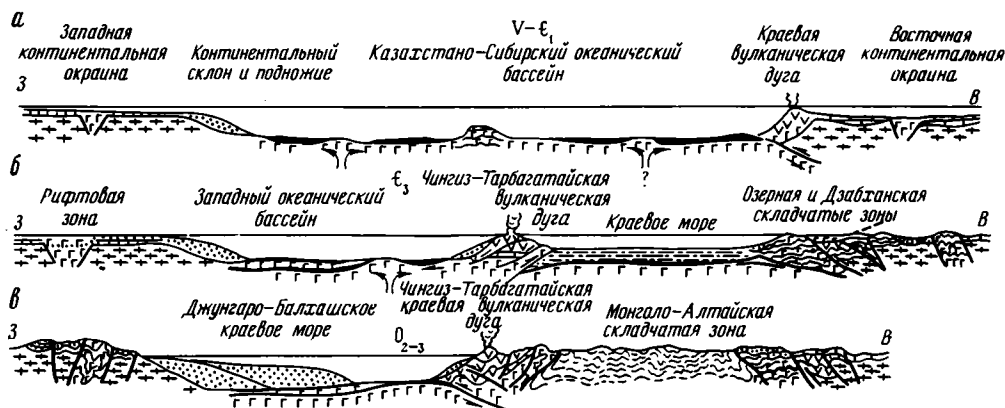


Рис. 50. Палеотектонические профили, иллюстрирующие этапы развития и палеотектонические обстановки Казахстано-Сибирского океанического бассейна для венда — раннего кембрия (а), для позднего кембрия (б), для конца ордовика (в)

цепи, тем существеннее различие в возрасте (см. рис. 45, 46). Отмечено и постепенное опускание вулканических аппаратов с течением времени вдоль цепи вулканических поднятий, и образование атоллов и гайотов. Меняется и тип вулканизма — с течением времени он становится все более щелочным. Анализ картографического материала области Тихого океана показывает, что при движении океанической литосферы внутриокеанические гряды (подводные и островные) с течением времени и при приближении к континентальным массивам меняют свою ориентировку, и, чем ближе они к континенту, тем более они параллельны его краю. В конечном итоге, как указывает А.М. Городницкий [1985], цепочка вулканических гор, субпараллельная островной дуге или краю континента, приращивается к внешней стороне континентального склона. При этом, по мнению автора, происходит впечатление островной дуги в основание континентального склона (рис. 53). Приращивание островных вулканических цепей к континентам или более древ-

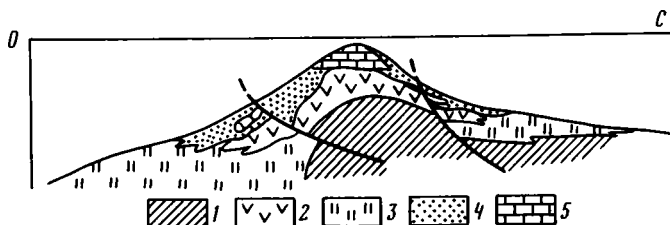


Рис. 51. Структура островной дуги Южно-Монгольской эвгеосинклинали (по: [Энжин, 1983, рис. 4], упрощено)

1 — зеленокаменный комплекс и ультраосновные породы; 2 — верхняя часть разреза офиолитового комплекса; 3 — туфогенно-граувакковый комплекс; 4 — олистостромовые образования; 5 — карбонатный рифовый комплекс

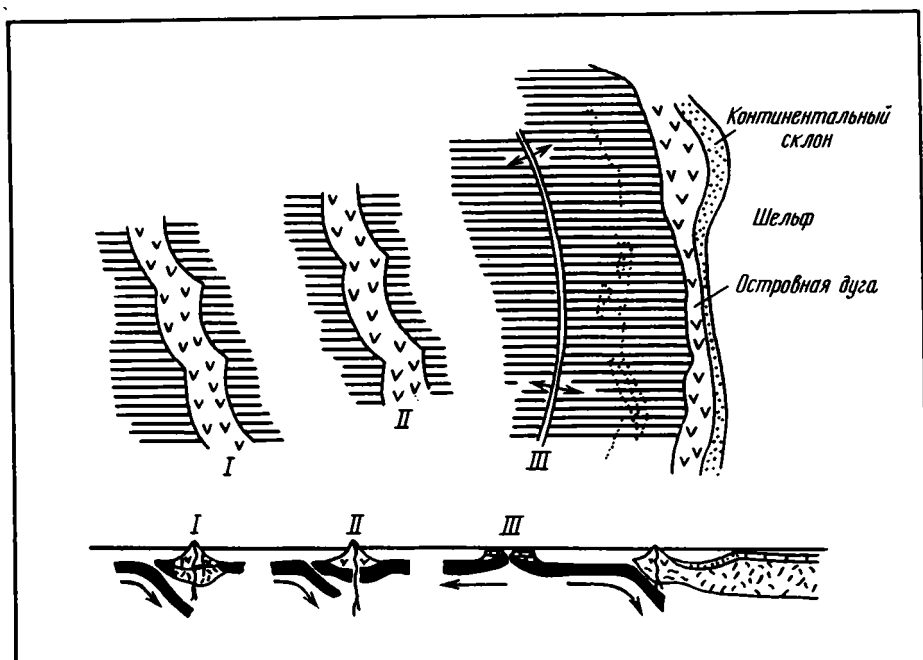


Рис. 52. Интерпретация палеотектонических условий пояса Канадских Кордильер и прилегающей части океана в миссисипское—среднетриасовое время [Монгер и др., 1974, рис. 6]

I — Аляскинский хребет — дуга Юго-Восточной Аляски; II — дуга северных береговых хребтов; III — океанический хребет с полосой линейно вытянутых рифов Межгорного пояса

ним островным дугам может привести к срыву вулканических гор и надвиганию их на отложения континентального склона или к блокировке зоны субдукции и прекращению поглощения в этой зоне океанической литосферы. Именно такая картина, по-видимому, и реконструируется нами для Южного Тянь-Шаня. А.М. Городницкий [1985], ссылаясь на данные ряда авторов [Зоненшайн, Савостин, 1979; Леглер, 1977], приводит примеры срывов и блокировки вулканических гор в пределах западной окраины Тихого океана: "Остров Яп сложен сильно дислоцированными метаморфическими породами с океаническим материнским субстратом. Аналогичные породы обнаружены на склоне отмершего палеожелоба. Яп. Анализ геологического строения острова Яп дал основания для предположения, что в олигоцене желоб Яп был блокирован затянутой в него крупной подводной горой... В результате... субдукция прекратилась, и масса горы столкнулась с островами

дужными комплексами пород, слагающими остров Яп" [Городницкий, 1985, с. 148]. Анализируя данные В.А. Леглера по строению и истории развития Кроноцкого полуострова (Камчатка), А.М. Городницкий пишет: "На составленной В.А. Леглером тектонической схеме Кроноцкого полуострова отчетливо выделяется область распространения подводных океанских вулканов, впечатанных в восточный край полуострова... Анализ пород этого вулканического комплекса свидетельствует о том, что они представляют собой толентовые базальты, близкие к базальтам Гавайских вулканов. На неровных поверхностях вулканических пород залегают линзы морских осадков с мелководной фауной, а также брекчии, сложенные плохоокатанными обломками вулканических пород. Это указывает на то, что вулканы были либо островами, либо мелководными банками" [Городницкий, 1985, с. 149]. Очень похоже на Южный Тянь-Шань!

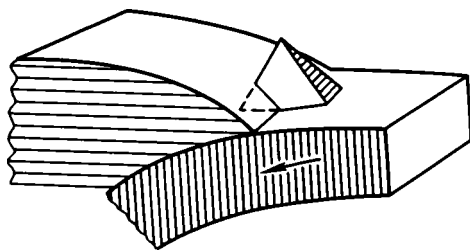


Рис. 53. Впечатывание вулканической постройки в континентальный склон (по: [Городницкий, 1985])

Таким образом, имеются реальные предпосылки считать, что закономерности, подмеченные в пределах Южного Тянь-Шаня, имеют более общее значение, а механизм эволюции вулканических поднятий во многих районах сходен.

Явление пластического течения горных пород во многих аспектах хорошо изучено, но возможность течения крупных объемов горных масс в условиях гравитационной неустойчивости зачастую вызывает сомнения. Материал по структурно-вещественной эволюции Южного Тянь-Шаня, мне кажется, дает убедительные подтверждения существенной роли пластического течения в формировании структуры складчатых областей. Оно проявилось в разной форме и под воздействием различно ориентированных сил и напряжений. На ранних этапах в условиях неравномерного литостатического давления, вызванного весом вулканических сооружений, прошел комплекс структурно-вещественных преобразований горных пород. Возможность латерального тектонического течения в условиях гравитационной неустойчивости горных масс была показана для атоллов и гайотов современных океанов [Краусс, 1973]. Имеются и другие данные, подтверждающие реальность подобного процесса. По данным Х. Рамберга [1986], структуры, подобные описанным на Южном Тянь-Шане, могут формироваться в результате процесса гравитационного оседания и растекания (рис. 54), который приводит к значительному удлинению тела в горизонтальном направлении и к укорочению в вертикальном. Как показывают расчеты и моделирование, скорости растекания на различных уровнях неодинаковы и распределены в зависимости от конкретных условий по-разному. В наиболее приближенной к природным объектам модели при наличии сцепления в основании (см. рис. 54,б) уровень максимального течения смещен к центральной части тела, и его положение зависит от отношения горизонтальных размеров тела к его мощности. Изменение градиента скоростей пластического течения на разных уровнях приводит к тектоническому расслоению первоначально единого массива. Именно такую картину мы и наблюдаем в пределах Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов Южного Тянь-Шаня. Весьма вероятен такой механизм и для формирования современных атоллов и коралловых островов.

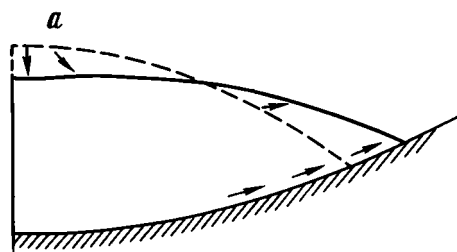
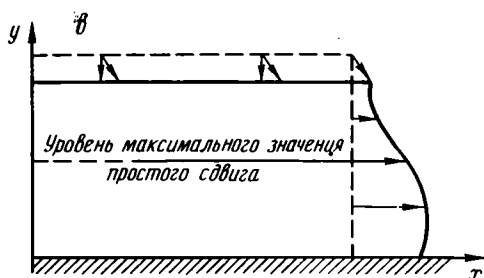
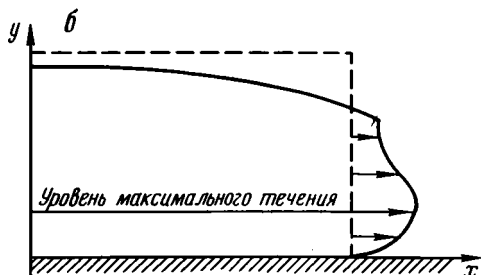


Рис. 54. Модель, показывающая механизм растекания горных масс под действием силы тяжести (по: [Рамберг, 1986])

Течение вещества вверх по склону (а); течение вещества при наличии трения в основании (б); течение вещества в условиях отсутствия трения в основании (в)



РАССЛОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Проведенное исследование показало, что на различных уровнях земной коры и литосферы могут идти свои, свойственные именно этим уровням процессы, приводящие к существенным структурно-вещественным преобразованиям. Анализ тектонического развития Южного Тянь-Шаня выявил принципиальную поверхность расслоения на границе вулканогенно-осадочной оболочки и габбро-перидотитового фундамента. В нижних горизонтах фундамента явно господствующим является горизонтальное течение вещества, связанное с общим крупномасштабным движением литосферы. В более верхних горизонтах земной коры происходит достаточно независимые процессы структурно-вещественной перестройки горных масс с образованием дисгармоничной по отношению к нижним горизонтам тектонической структуры. Здесь большую роль играют процессы, связанные с гравитационной неустойчивостью горных масс, масштабность перемещений значительно меньше. Но знание процессов структурно-вещественной перестройки горных пород в верхних горизонтах литосферы имеет не меньшее значение для понимания эволюции земной коры, чем знание движений подкорковых. Весьма вероятно, что развитие верхних оболочек Земли может идти во многом независимо от процессов, протекающих на более глубоких уровнях. Существенным, на мой взгляд, доводом в пользу этого является и существование концентрических поверхностей раздела (Конрода, Мохоровичича, астеносферного слоя), которые (какова бы ни была их природа) фиксируют своим существованием области проявления различных геологических процессов. В пользу такого предположения свидетельствует и дисгармония в проявлении тектонических процессов и возникновении различного структурного плана в коре современных океанов [Пушаровский и др., 1985].

ОБРАЗОВАНИЕ "ПРИМИТИВНОГО" МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня и сравнение древних структур с гомологичными структурами современных океанов выявили комплекс структурно-вещественных преобразований пород, результатом которых является формирование линз и полос метаморфического слоя. Как было показано, образование

метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня происходит за счет вторичных структурно-вещественных преобразований пород, слагающих вулканические поднятия, заложившиеся в раннем палеозое (возможно, рифее) на коре океанического типа, и осадочных пород, подстилающих и окружающих вулканиты. Изучение вторичных изменений базальтов современных океанов приводит к выводу, что породы еще до начала метаморфизма в результате низкотемпературных диагенетических процессов претерпевают существенные геохимические и минералогические преобразования, приводящие к дебазификации исходного вещества.

Структурно-вещественные преобразования пород вулканогенного основания и подстилающих и соседствующих с вулканитами осадочных пород глубоководных частей бассейна протекают в условиях, приводящих к формированию метаморфических пород с парагенетическим комплексом минералов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В этом процессе большое значение имеет неравномерное литостатическое давление, вызывающее пластическое течение горных масс. Формирование зеленосланцевых толщ сопровождалось латеральным перераспределением вещества, которое приводит к возникновению системы тектонических чешуй и покровов, зон брекчирования и меланжей, а также к длительному и медленному проседанию (опусканию) кровли вулканических построек, которое фиксируется наращиванием рифов.

Все имеющиеся данные позволяют сравнивать такие структуры с атоллами, гайотами и коралловыми островами современных океанов и выдвинуть предположение, что в основании этих морфоструктурных элементов также идет аналогичный процесс, приводящий к возникновению линз и полос метаморфического слоя. Можно предположить, что аналогичный процесс происходит и в основании срединно-океанических хребтов.

В результате комплекса диагенетических и постдиагенетических преобразований, которые осуществляются в условиях взаимодействия с морской водой, усиленного флюидного режима и тектонического перемешивания измененных базальтов с кремнисто-терригенными и пелитовыми породами океанического дна, на коре океанического типа (и в пределах древних бассейнов, и в пределах дна современных океанов) образуются линзы метаморфического слоя. Химический состав этого слоя имеет повышенное в сравнении с исходными породами содержание литофильных элементов, прежде всего Si, K, Na и др., т.е. формируется некий примитивный метаморфический слой, валовой химический состав и минеральные комплексы которого приближают его к гранитно-метаморфическому слою земной коры. Внутренняя структура вновь сформированного комплекса горных пород становится ближе к структуре метаморфического фундамента континентальных блоков. Этот слой имеет пятнистое строение и может занимать значительные площади. По-видимому, наличие метаморфических пород в определенной степени может обусловить неоднородность второго слоя океанической коры. Эти центры метаморфизма в последующем могут, вероятно, стать теми центрами, которые при соответствующих условиях дадут начало росту настоящего гранитно-метаморфического слоя, о чем свидетельствует и нахождение зеленосланцевых пород в основании островных дуг [Марков, 1970], и постепенная "континентализация" вулканизма в пределах складчатых областей и в приокеанических зонах.

Рассмотренный механизм эволюции вулканических поднятий и формирования примитивного метаморфического слоя может иметь существенное значение в развитии не только линейных, но и мозаичных складчатых систем, в которых формирование гранитно-метаморфического слоя происходило в форме постепенного застарания изнутри океанического пространства и складывалось из "зарождения и роста участков гранитно-метаморфического слоя путем длительного эволюционного вещественного и структурного преобразования пород мантии, базальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки на протяжении океанической и главных

образом переходной стадии развития земной коры" [Моссаковский, 1979, с. 164]. Предложенный в данной работе механизм этих преобразований может быть одним из возможных вариантов возникновения "зародышей" гранитно-метаморфического слоя земной коры.

О СООТНОШЕНИИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблема соотношения между горизонтальными и вертикальными движениями блоков земной коры давно привлекает внимание исследователей. Особенно остро встал этот вопрос с момента появления гипотезы горизонтального дрейфа материковых масс. С этого времени в общей геотектонике четко обозначились два направления — фиксизм и мобилизм. Гипотеза А. Вегенера заставила во многом по-новому взглянуть на привычные закономерности и факты и привела к перевороту в умах исследователей и в геологической науке в целом. Гипотеза дрейфа континентов находила все больше и больше убедительных доказательств своей правомерности; в настоящее время она трансформировалась на качественно новой основе в концепцию тектоники литосферных плит, или новую глобальную тектонику, которая привлекает к себе все больше и больше сторонников. В то же время среди геологов остается большое число ученых, придерживающихся мнения о примате вертикальных движений блоков земной коры и вещества мантии в процессе тектогенеза. И проблема соотношения вертикальных и горизонтальных перемещений горных масс остается до настоящего времени дискуссионной.

Дискуссионность проблемы связана с тем, что практически не проводилось специальных региональных исследований, которые ставили бы своей целью выяснить соотношения вертикальных и горизонтальных перемещений горных масс и зависимость этих движений друг от друга (общетеоретические работы такого плана имеются).

Изложенный в предыдущих разделах материал показывает, что реальное соотношение горизонтальных и вертикальных сил и напряжений и вызываемых ими движений горных масс свидетельствует об их сложном взаимодействии. В системах разного масштаба главенствующими могут оказаться то горизонтальные силы (или горизонтальные движения), то вертикальные. В самом общем плане в пределах Южного Тянь-Шаня формирование внутренней структуры земной коры связано с двумя достаточно независимыми процессами, протекающими на разных уровнях тектоносферы: с процессом структурно-вещественного преобразования горных масс на верхних уровнях коры, связанных с внутренним саморазвитием вулканических поднятий в условиях вертикально направленных сил, и с процессом общего горизонтального сжатия всей складчатой области, которое не может быть объяснено иначе как значительным латеральным перемещением вещества на подкоровом уровне.

Переходя к оценке соотношения направления сил и вызываемых ими перемещений, можно видеть, что вертикальный стресс вызывает значительное горизонтальное перемещение горных масс с формированием надвигов, тектонических покровов, зон пластического течения, меланжей и вещественного преобразования горных пород. В то же время горизонтальное сжатие, вызванное общим сжатием, приводит к выжиманию огромных структур в более высокие горизонты земной коры, к вертикальному пластическому течению вещества, к складчатости, к увеличению мощности коры, т.е. к движениям со значительным вертикальным градиентом. Горизонтальное сжатие в субмеридиональном направлении приводит одновременно и к горизонтальному течению вещества в перпендикулярном сжатию направлении (по простиранию складчатой области).

Таким образом, и вертикально и горизонтально направленные силы (напряжения, движения) в историко-геологическом аспекте могут становиться то главными, то

производными друг от друга. В разномасштабных объектах и на разных стадиях развития этих объектов главенствующую роль приобретают то вертикальные, то горизонтальные движения. Такова качественная картина. Что же касается количественного соотношения размаха вертикальных и горизонтальных движений в земной коре, то выясняется, что горизонтальные перемещения по амплитуде больше вертикальных. Даже в том случае, когда горизонтальные перемещения вызваны вертикально ориентированными силами, амплитуды горизонтальных смещений резко превышают размах вертикальных. Действительно, вариант развития вулканических поднятий с рифовыми массивами на вершинах показывает, что мощность (толщина) подстилающих рифы образований в процессе структурно-вещественной перестройки уменьшилась максимально на 2—2,5 км (такова мощность рифовой надстройки). Считая по аналогии с современными атоллами, что первоначальная высота вулканических построек достигала примерно 5 км, а ширина в медианной части составляла 20—30 км, можно вычислить, что при сокращении толщины вулканического основания в 2 раза величина горизонтального удлинения основания постройки может достигать 40—50 км.

Таким образом могут сформироваться надвиги с амплитудами до 10—15 км. Примерно такие соотношения и наблюдаются в современной структуре Южного Тянь-Шаня. Такие же соотношения получаются и при моделировании процесса гравитационного расслоения [Рамберг, 1986]. Замеры величин деформации также показывают значительно большую деформацию в горизонтальной плоскости, чем в вертикальной, независимо от того, имеем ли мы дело с субвертикальными зонами пластического течения или с субгоризонтальными структурами типа надвигов и тектонических покровов. Среднее соотношение, скажем, для Сугутского блока составляет от 1:2 до 1:7, т.е. деформация по горизонтальной оси в 2—7 раз превышает деформацию по оси вертикальной. Таковы количественные соотношения.

Что же касается общего примата вертикальных или горизонтальных перемещений (сил, напряжений), то выяснилось, что, вероятно, такая постановка вопроса вообще не имеет смысла в пределах земной коры континентов. Переходя из одной природной системы в другую, можно становиться поочередно то "фиксис-том", то "мобилизмом". Однако произойдет это лишь в том случае, если отдавать себе отчет, в какой системе мы работаем и как эта система соотносится с системами низшего и высшего рангов. Равным образом можно менять свой взгляд на примат того или иного типа тектонических движений, рассматривая определенный объект на разных стадиях его развития. Что же касается движения крупных блоков континентальной и океанической литосферы, то в настоящее время существует много данных, полученных в различных областях геологии и смежных с ней дисциплин, указывающих на реальное существование крупных латеральных перемещений. В пределах конкретных структур выявление главенствующей роли вертикальных или горизонтальных движений (сил, напряжений) должно быть основано на материале изучения именно конкретного объекта и его взаимоотношений с окружающими образованиями, а не базироваться на заранее сформулированном постулате о ведущей роли того или иного типа движений. Только в этом случае мы сможем объективно судить о роли определенного типа тектонических движений и об их соотношении, как качественном, так и количественном.

О СООТНОШЕНИИ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД

Во Введении к данной работе были поставлены три вопроса, связанные с общегеологическими задачами изучения зеленосланцевого метаморфизма: 1) в каких геодинамических условиях проявляется зеленосланцевый метаморфизм, 2) какие геологические процессы сопровождают зеленосланцевый метаморфизм и как они влияют на общую геодинамику области проявления метаморфизма, 3) каковы

геологические следствия проявления данных метаморфических процессов. Исследование сложилось таким образом, что в центре внимания оказался один из возможных типов геодинамических обстановок, в котором реален процесс зеленосланцевого метаморфизма, и не были рассмотрены другие типы (метаморфизм в зонах сдвигов, метаморфизм погружения и т.д.). В то же время выяснилось, что те геодинамические условия, которые были характерны для формирования зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня, не являются уникальными, а свойственны, по-видимому, и другим складчатым областям фанерозоя, и определенным морфоструктурным элементам дна современных океанов. Те общие геодинамические обстановки, которые существовали в областях проявления зеленосланцевого метаморфизма, и те геологические процессы, которые сопровождали формирование метаморфических толщ, достаточно подробно описаны в предыдущих разделах. Нужно подчеркнуть при этом, что при описании метаморфических толщ речь шла о собственно зеленых сланцах и ассоциирующих с ними породах больших и меньших степеней структурно-вещественной переработки, т.е. о породах, испытывавших не только вещественное перерождение, но и существенную (до полной) структурно-текстурную перестройку.

Изложенный выше материал позволяет обсудить некоторые проблемы, связанные с проявлением метаморфических преобразований в условиях пластической деформации горных пород.

В последние годы большое внимание уделяется изучению взаимодействия между вещественными и структурными преобразованиями горных пород в процессе метаморфизма. В этой общей проблеме одним из актуальных ее аспектов является вопрос о роли и месте в процессе метаморфизма пластического течения, которое во многих случаях приводит к частичной или полной структурной перестройке горных масс.

Исследования, проведенные в области развития зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня, позволили получить новый материал¹, раскрывающий некоторые особенности соотношений между структурными (пластическое течение) и вещественными (метаморфизм) преобразованиями горных пород.

В пределах Южного Тянь-Шаня метаморфические комплексы представлены различными типами, но наиболее характерной особенностью этой складчатой области является региональное развитие зеленосланцевого метаморфизма. Зеленосланцевый метаморфизм приурочен, как правило, к зонам проявления раннегерцинского основного вулканизма, которые образуют в настоящее время крупные, вытянутые на сотни километров синформные (синклинорные) структуры со сложным внутренним строением [Поршняков, 1973], разделенные зонами, имеющими в общих чертах антиформное строение. Синформные зоны выполнены мощными вулканогенными толщами (с участием пород офиолитовой ассоциации), кремнистыми, терригенными и карбонатными (часто рифового типа) образования. К синформным зонам приурочено проявление зеленосланцевого метаморфизма, которым охвачены гигантские объемы горных пород. Антиформные зоны сложены терригенно-кремнистыми и карбонатными отложениями с незначительным развитием или полным отсутствием вулканических пород и проявлений метаморфизма. Отметим, что отложения синформных и антиформных зон первично являлись членами синхронного по возрасту единого латерального ряда формаций.

Стиль тектонического строения синформных и антиформных зон различен. Антиформные зоны характеризуются крутыми (в отдельных случаях коробчатыми) складками с крутыми осевыми плоскостями, развитием осевого кливажа и общим антивергентным строением. Для синформных зон типичны пологие надвиги и тектонические покровы (которые могут выплескиваться на соседствующие струк-

¹ К тем выводам, которые содержатся в этом разделе, мы пришли в процессе совместной работы с Е. Кожухаровой (Геологический институт Болгарской академии наук).

турно-формационные зоны иного строения), лежащие складки с пологими осевыми плоскостями, интенсивно развитая сланцеватость и структуры пластического течения, субпараллельные поверхностям первичного напластования пород. Пластические деформации фиксируются и в антивергентных зонах, однако интенсивность пластических деформаций в среднем там намного слабее. Относительные величины пластической деформации, определенные по методике А.В. Лукьянова [1980], составляют для синформных структур в среднем 300—400, достигая 1000%, тогда как для антивергентных зон она колеблется от 0 до 100%, на отдельных участках до 300%.

При описании конкретных районов и структур было подчеркнуто, что неравномерность проявления структурно-вещественных преобразований горных пород фиксируется и на макро- и на микроуровне, при этом повсюду отмечалось пространственное совпадение областей наиболее интенсивного проявления этих процессов. Не повторяя конкретных данных и выводов, изложенных в предыдущих разделах, подчеркнем главные закономерности проявления структурно-вещественных преобразований горных масс.

Изучение метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня и их взаимоотношений со структурой горных пород выявило следующие особенности проявления структурно-вещественных преобразований.

1. Проявление вторичных структурных и вещественных преобразований неравномерно по интенсивности. Преобразование вещества варьирует в широких пределах — от начального катагенеза до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой фации и от низкобарических серий зеленосланцевой фации до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма. Помимо качественной неравномерности, которая находит отражение в проявлении соответствующих минеральных парагенезисов, неравномерность вторичных преобразований вещества имеет и количественное выражение: в определенном объеме горной породы может быть различное содержание метаморфических минералов — от 0 до 100% общего условного объема.

Интенсивность пластической деформации в пределах изученной территории также сильно варьирует, количественные оценки величин деформации колеблются в разных зонах (но в одинаковых литологически породах) от 0 до 500—1000%.

2. Проявление вторичных структурных и вещественных преобразований неравномерно в пространстве. Неравномерность структурно-вещественных преобразований находит отражение в различном масштабе — от размера шлифа до размера целой складчатой области. В самом общем случае эта неравномерность выражена в сложном сочетании объемов более интенсивно измененного вещества (имеется в виду количественная оценка степени вторичных вещественных и структурных преобразований) и объемов менее измененных горных пород без определенной (характерной для всего региона или для его значительных участков) вертикальной метаморфической зональности.

3. Между вторичными структурными и вещественными преобразованиями устанавливается коррелятивная связь. Зоны наибольших вещественных изменений горных пород совпадают с зонами наибольшей пластической деформации, и наоборот. Неравномерность вещественного перерождения является в определенной степени и отражением неравномерности пластического течения.

Выявленные закономерности позволяют, как нам представляется, обсудить некоторые более общие вопросы проявления метаморфических процессов в пределах Южного Тянь-Шаня и метаморфизма как геологического явления в целом. Обратим внимание на две особенности проявления метаморфизма в пределах описанного региона. Первая особенность состоит в том, что постоянно и на разных масштабных уровнях наблюдается тесная взаимосвязь вещественных, структурных и тектонических преобразований, которую впервые для этого района подметил В.Н. Шванов [1983]. А это, в свою очередь, наталкивает на мысль, что между этими

явлениями существует парагенетическая связь, отражающая единство и взаимообусловленность процесса метаморфизма (определенного типа) и пластического течения. Вторая особенность — это неравномерность интенсивности метаморфизма, что, по существующим представлениям, должно свидетельствовать о неравномерности распределения в пространстве термодинамических параметров — в первую очередь температуру (T) и литостатического давления (P). Следовательно, мы должны указать либо механизм локального изменения T и $P_{\text{общ}}$, либо иной фактор, неким образом способствующий вещественному преобразованию горных пород.

Локальное изменение T . Argioli очевидно, что в определенном объеме горных пород существует та или иная фоновая температура. И если в этом объеме фиксируется неравномерность метаморфических преобразований, то нужно рассматривать или локальные повышения значений T от уровня, обеспечивающего минимальную степень вещественных преобразований в данном объеме, или локальные понижения значений T от уровня, обеспечивающего максимальные изменения вещественного состава, или понижение и повышение T от некоего среднего значения. Локальные понижения T (в столь различных объемах и столь неравномерные) не находят удовлетворительного объяснения. Необходимо, вероятно, искать только механизм, обеспечивающий повышение T . Но и здесь мы сталкиваемся со значительными трудностями, так как никаких реальных локально распространенных источников тепла обнаружить не удастся. Учитывая структурный контроль размещения зон максимальных вещественных преобразований, приуроченность их к тектоническим покровам и надвигам, было бы заманчивым связать локальные повышения T с теплом, которое выделяется при трении. Однако во многих работах показано [Тернер, Ферхуген, 1961; Goguel, 1948; Harker, 1932; Gruberman, Niggli, 1924; и др.], что даже наиболее сильная деформация пород сопровождается очень незначительным (не более 10%) подъемом температуры и не может иметь реальное значение для метаморфических реакций. Учитывая это, а также данные о приповерхностных условиях метаморфизма и общую негативную оценку влияния температурного фактора на эпигенез и метаморфизм в данном регионе [Шванов, 1983], нужно, по-видимому, искать иной фактор, способствующий реальному течению метаморфических реакций достаточно широкого температурного диапазона при фоновом значении T для данного региона, которое для зеленосланцевого и глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма определяет [Шванов, 1983] по мусковит-хлоритовому палеотермометру в интервале 200—250°, по мусковит-плагноклазовому палеотермометру — 100—350°. Эти значения, составляющие в среднем 225 и 250°, "показывают чрезвычайно низкий уровень прогревания толщ, обычно отвечающий зоне метатенеза" [Шванов, 1983, с. 188]. В то же время приводятся [Федоров, 1982] оценки температур, имеющие значительно большие значения: минимальные 300° и максимальные 500°.

Локальное изменение $P_{\text{общ}}$. Литостатическое давление в земной коре может изменяться направленно только по вертикали и возрастает с глубиной. Локальное изменение (повышение или понижение) $P_{\text{общ}}$ от места к месту в пределах объемов находящихся на одном уровне глубинности, по-видимому, невозможно. Тем более невозможно объяснить увеличение $P_{\text{общ}}$ снизу вверх по разрезу. Следовательно, мы должны предполагать, что метаморфические преобразования совершаются при определенном фоновом $P_{\text{общ}}$, которое, судя по мощности отложений, располагающихся выше самых низких горизонтов метаморфических пород, не должно превышать 2—3 кбар, в то время как, по теоретическим и экспериментальным данным, верхние горизонты метаморфических толщ, принадлежащие к глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма, требуют $P_{\text{общ}} > 6—8$ кбар. На несоответствие экспериментальных данных и геологических наблюдений обращали внимание многих специалисты. Р. Рутланд в сводке, посвященной этому вопросу, пишет:

"В лучшем случае геологические оценки дают лишь половину глубины, на которую указывают экспериментальные работы, а в худшем — немногим меньше одной десятой части" [1967, с. 129].

Таким образом, если наши рассуждения правильны, то для объяснения наблюдаемых закономерностей проявления метаморфизма необходимо указать дополнительный фактор, который мог бы обеспечить процесс вещественного преобразования горных пород при температурах и всестороннем давлении существенно более низких, чем это устанавливается при теоретических и экспериментальных исследованиях. На этот факт неоднократно обращалось внимание [Рутланд, 1967], и он находит реальное подтверждение в приведенном геологическом материале. Таким фактором многие исследователи, начиная с А. Харкера, считали одностороннее давление — стресс. Однако реальное значение стресса для минеральных преобразований большинством геологов оспаривалось, и в настоящее время убедительно показано [Лукиянов, Лукьянова, 1987; Лукьянов, 1987], что само по себе одностороннее давление фактором преобразования вещественного состава пород являться не может. В то же время суммарное действие $P_{\text{общ}}$ и P_S приводит к сложному напряженному состоянию горных масс, следствием которого является их пластическая деформация и пластическое течение, фиксируемое суммой структурных, текстурных и морфологических признаков. Необходимо подчеркнуть при этом один чрезвычайно важный момент. Обычно принимается, что, чем более интенсивное пластическое течение наблюдается в горных породах, тем большие напряжения существовали в зонах пластической деформации. Однако геологический материал показывает, что эти зоны были не областями повышенных напряжений, а областями, где в силу различных причин осуществлялась максимальная релаксация существующих напряжений. Таким образом, геологический смысл пластического течения, которое включает хрупкую деформацию (не нарушающую внутреннюю связность условного объема пород), пластическую деформацию и вещественное преобразование, — это релаксация неравномерного сложного напряженного состояния данного объема горных пород.

Было показано, что области наиболее интенсивной пластической деформации являются одновременно и областями повышенных (в сравнении с фоновыми) вещественных преобразований. Более того, между этими явлениями устанавливается парагенетическая связь, фиксируемая на различных масштабных уровнях. Учитывая это, логично допустить, что именно пластическая деформация неким образом влияет на условия (или создает их) вещественного преобразования горных пород и что именно в условиях пластической деформации метаморфические реакции могут протекать при более низких значениях температуры и литостатического давления, чем те, которые необходимы для процесса метаморфизма в статических условиях. В частности, Д. Флинн [1967, с. 56] пишет: "Энергия напряжения и основная энергия способны совместно обусловить протекание таких процессов, как миграция границ, образование центров кристаллизации и рост зерен (перекристаллизация), в более низкотемпературных условиях, чем условия, характеризующиеся отсутствием энергии напряжения". Весьма вероятно также, что процесс метаморфизма в условиях пластического течения в определенных пределах процесс атермичный. Исследования в области металлургии и геологические наблюдения [Чередниченко, 1964] свидетельствуют в пользу такого предположения.

Таким образом, изложенный материал позволяет предполагать, что пластическая деформация является реальным геологическим фактором метаморфических преобразований. Является ли его действие только каталитическим или, как считают некоторые геологи [Чередниченко, 1964], прямым (т.е. разрушающим химические связи и создающим условия для возникновения новых, подобно температуре и литостатическому давлению) — это вопрос, который должны решать специалисты в области петрологии и термодинамики. Тем не менее уже сейчас ясно,

что имеется несколько факторов, влияющих на течение метаморфических реакций в условиях пластического течения пород.

1. Увеличение растворимости минералов и миграционной способности компонентов, что приводит к перекристаллизации и образованию агрегатов кристаллов с меньшим критическим радиусом.

2. Увеличение миграционной способности элементов в зонах наиболее интенсивных преобразований способствует формированию в этих зонах стабильных фаз (например, рутила). Плагноклазы разрушаются, вещество выносятся из этих зон, или происходит кристаллизация слюд. Кварц и кальцит пластически деформируются, кремний и кальций в значительной степени выносятся. Суммарный эффект преобразований приводит к обеднению этих зон кварцем, кальцитом, плагноклазом и к обогащению пород слюдами.

3. Увеличение диффузии компонентов в результате возникновения в процессе деформации дефектов кристаллической решетки.

4. Увеличение числа центров кристаллизации новых минеральных фаз вследствие появления множества дефектов в кристаллической решетке деформированных минералов.

5. Разрушение химических связей в кристаллической решетке деформированных минералов и приведение химических элементов в активизированное состояние. Этот процесс, хотя вопрос о его реальности нами сейчас только поставлен, но далек еще от окончательного решения, все же представляется нам наиболее существенным, и, возможно, именно он является ответственным за вещественные преобразования описанного типа. И возможно, как отмечали Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [1961], пластическая деформация — это не только динамический, но и термодинамический фактор метаморфических превращений.

Энергетически такая постановка вопроса оправдана многочисленными данными о том, что при пластической деформации твердых кристаллических тел в холодном состоянии в них задерживается часть (5—15%) затраченной на деформацию энергии, в связи с чем создаются условия, при которых кристаллическая решетка минералов оказывается в состоянии термодинамической неустойчивости [Флинн, 1967; Чердниченко, 1964]. Из этого следует, что рекристаллизация (или кристаллизация новых минеральных фаз) в основе своей — это один из способов релаксации сложного поля напряжений пластически деформированного объема путем вещественных преобразований. Именно поэтому наибольшая степень вещественных преобразований в принципе совпадает с объемами пород, деформированных пластически.

Таким образом, в данном случае мы имеем дело с типом метаморфизма, специфика которого заключается в том, что вещественные преобразования не только проходят в условиях пластического течения (практически все регионально метаморфизованные породы в той или иной степени испытали пластическое течение), но и как бы иницируются пластической деформацией, которая определяет существенно иные *PT*-параметры вещественных преобразований, чем те, которые необходимы, по-видимому, для статического метаморфизма.

По характеру проявления этот тип метаморфизма может быть назван мозаичным, генетически он является динамически-релаксационным (*relax(R)*-метаморфизм).

По всей видимости, *relax*-метаморфизм отличен от регионального метаморфизма, при котором вещественные преобразования не зависят напрямую от пластического состояния горных пород, а определяются только соответствующими *PT*-параметрами среды. Можно полагать, что изначально статический метаморфизм свойствен более глубинным зонам земной коры, где главная роль принадлежит литостатическому давлению; в верхних этажах коры большее значение приобретает метаморфизм релаксационный, где сложное напряженное состояние горных пород и вызываемая им пластическая деформация могут дать соответствующий эффект [Тернер, Ферхуген, 1961]. Именно проявления *relax*-метаморфизма наиболее широко представлены в фанерозойских складчатых областях.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Условия формирования основания Южно-Тянь-Шаньской герцинской геосинклинали // Узб. геол. журн. 1978. № 6. С. 8—12.
- Абдуллаев Р.Н. О рифтовой природе основания Южно-Тянь-Шаньской герцинской геосинклинали // Региональная геология Средней Азии. Ташкент, 1979. С. 47—60. (Тр. Среднеазиат. НИИ геологии и минерал. сырья; Вып. 2).
- Ажигурей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Аони Х., Цуги Р. Геология подводной горы Эримо // Геология Мирового океана: XXVII МКГ: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 100—104.
- Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 168—197.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Фан, 1967. 186 с.
- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
- Биске Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А., Яговкин 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.
- Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И. Магматизм и метаморфизм океана: (Достижения, задачи, перспективы) // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 5—13.
- Брежнев В.Д., Шванов В.Н. Ранние прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 4. С. 63—74.
- Буртман В.С. О горизонтальных складках // Там же. 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.
- Валаяев Б.М. О вулканах, "утонувших" в океане // Природа. 1971. № 7. С. 62—70.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.
- Виноградов П.Д. О маломощных осадочных комплексах среди геосинклинальных толщ Южного Тянь-Шаня // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1970. Т. 168. С. 129—144.
- Виноградов П.Д., Никифорова О.И., Обут А.М., Торшин Н.С. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Центрального Таджикистана // Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. С. 172—181.
- Вихтер Б.Я., Шер С.Д. К истории геологического развития Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы // Геотектоника. 1980. № 3. С. 72—84.
- Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979а. 415 с.
- Геология океана: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979б. Т. 1. 470 с.
- Геология океана: Геологическая история океанов. М.: Наука, 1980. Т. 2. 680 с.
- Городницкий А.М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
- Гугушвили В.И. Метаморфизм и постмагматический метасоматоз в океанических и интра-дуговых рифтах // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 119—126.
- Гэскелл Т.Ф. Под глубинами океанов. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 253 с.
- Деменция Р.М., Городницкий А.М., Каминский В.Д., Литвинов Э.М. Подводные горы: (Пробл. геофиз. изуч.). Л.: Недра, 1976. 164 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.
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 310 с.
- Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Соболев С.Ф. Магматические и метаморфические породы // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 166—194.
- Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанской коры в зоне разлома Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. 1978. Т. 18, № 1. С. 64—69.
- Ким А.И. К стратиграфии отложений ордовика и нижнего ландовери Зеравшано-Гиссарской горной области // Узб. геол. журн. 1963. № 6. С. 11—17.
- Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

- Коныгин В.Г., Леонов М.Г. К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмонды // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, N 3. С. 675—679.
- Копп М.Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенных поясов: (На примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. N 2. С. 94—107.
- Коптева В.В. О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали: (На примере Урала) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, N 2. С. 410—413.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5—16.
- Красс М.С. Возможные причины опускания гайотов // Изостазия. М.: Наука, 1973. С. 139—152.
- Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
- Лаурусевич А.И. Стратиграфия нижнего силура западной части Зеравшано-Гиссарской горной области // Тр. Упр. геологии ТаджССР. 1971. N 1. С. 3—37.
- Лаурусевич А.И. Главнейшие фации нижнего и среднего палеозоя Центрального Таджикистана и их дешифрируемость на среднемасштабных космических снимках // Кораллы и рифы фанерозоя СССР. М.: Наука, 1980. С. 121—126.
- Лаурусевич А.И., Лаурусевич В.И. К вопросу о возрасте "ягнобских" сланцев // Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе, 1973. С. 54—55. (Тр. Тадж. ун-та; Вып. 2).
- Лаурусевич А.И., Лаурусевич В.И., Салтовская В.Д., Старшинин Д.А. К вопросу о верхнем девоне в Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоне // Там же. С. 57—73.
- Лаурусевич А.И., Менакова Г.Н. Стратиграфия нижнего силура западной части Зеравшано-Гиссарской горной области // Тр. Упр. геологии ТаджССР. 1971. N 3. С. 3—37.
- Леггер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1977. С. 137—169.
- Лелешус В.Л. Силурийские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области // Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1959. N 3. С. 53—71.
- Лелешус В.Л. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, N 5. С. 1075—1077.
- Лелешус В.Л. Будинаж в силурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области // Геотектоника. 1966. N 6. С. 100—104.
- Леонов М.Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 217—229.
- Леонов М.Г. Тектоническая эволюция океанических гор и формирование "примитивного" метаморфического слоя // Докл. АН СССР. 1984а. Т. 277, N 2. С. 448—453.
- Леонов М.Г. Коралловые острова в море... и на суше // Природа. 1984б. N 5. С. 16—25.
- Леонов М.Г. "Фиксизм" или "мобилизм" // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985а. С. 126—149.
- Леонов М.Г. Южный Тянь-Шань: Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985б. N 5. С. 45—61.
- 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. шк. "Структур. анализ кристал. комплексов". М., 1986. Ч. 1. С. 7—9.
- Лукьянов А.В. Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М.: Ротопринт Геол. ин-та АН СССР, 1987. С. 5—30.
- Лукьянов А.В., Лукьянова В.Г. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Южного Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Ротопринт Геол. ин-та АН СССР, 1987. С. 121—172.
- Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 192 с. (Тр. ИИАН СССР; Вып. 318).
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг // Геотектоника. 1970. N 2. С. 93—111.
- Мартышев В.Р. Стратиграфия среднепалеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области // Материалы ВСЕГЕИ. Н.С. 1956. N 10. С. 51—57.
- Мартышев В.Р. К вопросу о расчленении, возрасте и распространении домезозойских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области и Каратегина // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1970. Т. 168. С. 163—184.
- Мартышев В.Р. О возрасте ягнобской свиты // Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира. Л., 1976. С. 42—54.
- Минаев В.Е. Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. АН ТаджССР. 1978. Т. 21, N 9. С. 40—43.
- Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 140—153.
- Монгер Дж.У.Х., Саутер Дж. Г., Габриелс Х. Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит // Геотектоника. 1974. N 2. С. 15—39.
- Моссаковский А.А. Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 159—170.

- Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии: (Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. № 2. С. 16—33.
- Мухтеев З.З., Шадчиев А.С. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1970. Т. 168. С. 145—162.
- Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем // Тр. Геол. ком. Л., 1919. № 10. С. 34.
- Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // Тез. докл. Всесоюз. шк. "Структур. анализ кристал. комплексов". М., 1986. Ч. 1. С. 17—18.
- Набиев К.А. Литология и ритмостратиграфия отложений пушневатской и тымской свит карбона Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1973. 25 с.
- Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21—37.
- Перцев Н.Н. Метаморфизм в океанском фундаменте по данным глубоководного бурения // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 101—106.
- Перцев Н.Н., Русинов В.Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челенджера" // Минеральные преобразования пород океанского субстрата. М.: Наука, 1981. С. 17—22.
- Поршняков Г.С. Герцениды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
- Пуцаровский 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.
- Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1986. 399 с.
- Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 370 с.
- Риненберг Р.Е. К палеогеографии Южной Ферганы в силурийский период // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1973. № 14. С. 37—49.
- Родда П. Фиджи острова // Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. С. 164—167.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пуцаровский Ю.М. Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // Геология Мирового океана: XXVII МКГ: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 104—114.
- Рутланд Р.У.Р. Избыточное давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125—146.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9—29.
- Салтовская В.Д. К стратиграфии карбона Центрального Таджикистана // Докл. АН ТаджССР. 1961. № 3. С. 37—39.
- Салтовская В.Д. К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области // Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964. С. 126—139.
- Свальнов В.Н., Матвеев В.В., Бурмистрова И.И. и др. Геологические исследования на острове атолле Хермит (Тихий океан) // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 38—52.
- Святловский А.Е. Морфологическая вулканология М.: Недра, 1982. 255 с.
- Силантьев С.А. Геохимические различия амфиболитов офиолитового разреза океанской коры и амфиболитов погруженных реликтовых блоков // Геохимия. 1978. № 12. 1889—1892.
- Силантьев С.А. Метаморфизм пород океанической коры // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 120—126.
- Силантьев С.А. Амфиболиты океанических областей // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 106—119.
- Синицин Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
- Смуг Н.К. Гайоты и тектоника Императорского хребта // Геология Мирового океана: XXVII МКГ: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 79—88.
- Соловьев А.Ю. Геологическое строение и тектонофации зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102—111.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961.
- 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.
- Федоров Г.В. Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1982. 24 с.
- Филипп Д. Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49—77.
- Хальбах П., Путешанс Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана состав и образование // Геология Мирового океана: XXVII МКГ: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 27—40.
- Харин Г.С. Вторичные минералы в подводных базальтах Северной Атлантики // Минеральные

- преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 22–29.
- Хесс Х. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океанов // Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969. С. 246–261.
- Хорева Б.Я., Блюман Б.А., Розилова Е.Л. и др. Минеральные и структурно-петрологические изменения в породах низких ступеней регионального метаморфизма // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1970. Т. 99. С. 16–23.
- Чередищев 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.
- Шаанов В.Н. Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
- Шепард Ф. Земля под морем. М.: Мир, 1964. 250 с.
- Шнюков Е.Ф., Белевцев Р.Я., Говоров И.Н. и др. Кристаллические породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта и условия их образования // Магматические и метаморфические породы дна океанов и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 174–181.
- Энжиги Г. Южно-Монгольская герцинская эвгеосинклинальная зона (хребет Дзолен-Миндал-Обо) в раннем девоне // Геотектоника. 1983. N 4. С. 87–98.
- Яковкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. С. 57–70.
- Goguel J. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorces terrestres // Mém. Serv. carte géol. France. 1948.
- Grubermann U., Niggli P. Die Gesteinsmetamorphose. 3. völl. umgearb. Aufl. B.: Borntraeger, 1924. Bd. 1. 539 s.
- Harker A. Metamorphism: A study of transformations of rock-masses. L.: Methuen, 1932. IX. 360 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть первая	
ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОГО МЕТАМОРФИЗМА И МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	
Глава первая. Тектоническая структура и метаморфизм горных пород Ганза-Чимтаргинского массива	10
Тектоническая структура Ганза-Чимтаргинского массива	11
Структурное ограничение	11
Общая характеристика структуры Ганза-Чимтаргинского массива	12
Тектоническая структура пород нижнего литостратиграфического комплекса	15
Тектоническая структура пород среднего литостратиграфического комплекса	20
Тектоническая структура пород верхнего литостратиграфического комплекса	25
Основные закономерности формирования тектонической структуры Ганза-Чимтаргинского массива	27
Метаморфизм горных пород Ганза-Чимтаргинского массива	32
Общие закономерности проявления метаморфических процессов	32
Структурно-метаморфические преобразования	37
Глава вторая. Тектоническая структура и метаморфизм горных пород Сугутского массива (Восточно-Алайский хребет)	43
Общая характеристика	43
Тектоническая структура	47
Формирование структуры Сугутского массива	51
Положение метаморфических пород в структуре Сугутского массива и особенности проявления метаморфизма	53
Основные закономерности вещественных преобразований горных пород Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов	63
Глава третья. Ганза-Чимтаргинский массив — литостратиграфия, фации	64
Нижний (вулканогенно-терригенный, метаморфизованный) литостратиграфический комплекс (рифей—силур)	64
Литолого-петрографическая характеристика, фации, положение в разрезе	64
Возраст пород нижнего литостратиграфического комплекса	74
Средний (карбонатный) литостратиграфический комплекс	75
Верхний (кремнисто-терригенный) литостратиграфический комплекс (средний девон — верхний(?) карбон)	77
Общая характеристика комплекса	77
Возраст пород верхнего литостратиграфического комплекса	81
Глава четвертая. Палеогеографические условия формирования отложений Ганза-Чимтаргинского горного массива	85
Глава пятая. Модель геотектонического развития Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов	89
Глава шестая. Положение Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов в общей структурно-формационной зональности Южного Тянь-Шаня	93
Глава седьмая. Модель геотектонического развития Южного Тянь-Шаня	97

Часть вторая

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА – ФАКТЫ И ГИПОТЕЗЫ

Глава первая. Плосковершинные горы и атоллы современных океанов	101
Глава вторая. Вторичные преобразования пород дна современных океанов	107
Глава третья. Некоторые общетеоретические проблемы	114
Вероятные аналоги	114
Расслоение литосферы и типы тектонических движений	118
Образование "примитивного" метаморфического слоя земной коры	118
О соотношении вертикальных и горизонтальных движений блоков земной коры	120
О соотношении пластической деформации и метаморфизма горных пород	121
Литература	127

CONTENTS

Introduction	3
Part one	
SOUTHERN TIEN SHAN. GEOLOGICAL ENVIRONMENTS OF MANIFESTATION OF THE GREENSCHIST METAMORPHISM AND A MODEL OF GEOTECTONIC EVOLUTION	
Chapter one. Tectonic structure and rocks metamorphism in the Ganza-Chimtarginian massif	10
Tectonic structure of the Ganza-Chimtarginian massif	11
Structural boundaries	11
General structural characteristics of the Ganza-Chimtarginian massif	12
Tectonic structure of rocks of the lower lithostratigraphic complex	15
Tectonic structure of rocks of the medium lithostratigraphic complex	20
Tectonic structure of rocks of the upper lithostratigraphic complex	25
Basic regularities of formation of a tectonic structure of the Ganza-Chimtarginian massif	27
Metamorphism of rocks in the Ganza-Chimtarginian massif	32
General regularities of manifestation of metamorphic processes	32
Structural-metamorphic transformations	37
Chapter two. Tectonic structure and metamorphism of rocks in the Sugutian massif (the Eastern Altai ridge)	43
General characteristics	43
Tectonic structure	47
Formation of the structure of the Sugutian massif	51
Position of metamorphic rocks in the structure of the Sugutian massif and specific features of their metamorphism	53
General regularities of material transformations of rocks in the Ganza-Chimtarginian and Sugutian massifs	63
Chapter three. Ganza-Chimtarginian massif: lithostratigraphy, facies	64
The lower (volcanic-terrigenous, metamorphosed) lithostratigraphic Riphean-Silurian complex	64
Lithopetrographic characteristics, facies, position in the section	64
The age of rocks of the lower lithostratigraphic complex	74
The medium (carbonaceous) lithostratigraphic complex	75
The upper (siliceous-terrigenous) lithostratigraphic Middle Devonian—Upper (?) Carboniferous complex	77
General characteristics of the complex	77
The age of rocks of the upper lithostratigraphic complex	81
Chapter four. Palaeogeographic depositional environments in the Ganza-Chimtarginian massif	85
Chapter five. Model of geotectonic evolution of the Ganza- Chimtarginian and Sugutian massifs	89
Chapter six. Position of the Ganza-Chimtarginian and Sugutian massifs in the general structural-formational zoning of Southern Tien Shan	93
Chapter seven. The model of geotectonic evolution of Southern Tien Shan	97
Part two	
DISCUSSION OF MATERIAL — FACTS AND HYPOTHESES	
Chapter one. Flat-topped mountains and attols of present oceans	101

Chapter two. Secondary transformation of bottom rocks in present oceans.....	107
Chapter three. Some general theoretical problems	114
Probable analogues	114
Stratification of the lithosphere and types of tectonic movements	118
Formation of the "primitive" metamorphic layer in the Earth's crust	118
On the relations of vertical and horizontal movements of blocks of the Earth's crust	120
On the relations of the rocks plastic deformations and metamorphism	121
References	127

Научное издание

Леонов Михаил Георгиевич
ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЙ
МЕТАМОРФИЗМ —
ОПЫТ
ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА

Труды, вып 433

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор Е.В. Андреева
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технические редакторы В.В. Лебедева, О.В. Аредова
Корректор И.Г. Мартынова

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе
ИБ № 37414

Подписано к печати 05. 09. 88. Т — 01949.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 11,1 + 0,5 вкл. Усл. кр.-отт. 11,8. Уч.-изд.л. 13,2
Тираж 600 экз. Тип. зак. 809
Цена 2 р. 60 к.

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

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2р. 60 к.

✓