

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
РАССЛОЕННОСТЬ
ЛИТОСФЕРЫ
И РЕГИОНАЛЬНЫЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Ответственные редакторы:
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ,
доктор геолого-минералогических наук
В.Г. ТРИФОНОВ



МОСКВА "НАУКА"
1990

Авторы:

*А.А. Белов, В.С. Буртман, В.П. Зинкевич, А.Л. Книппер,
Л.И. Лобковский, А.В. Лукьянов, А.О. Мазарович, В.И. Макаров,
М.С. Марков, А.С. Перфильев, Ю.М. Пушаровский, А.В. Рихтер,
О.М. Розен, С.В. Руженцев, Г.Н. Савельева, С.Г. Самыгин,
С.Д. Соколов, В.Г. Трифонов, И.Г. Щерба, Г.И. Баранов, Л.Ф. Добржинецкая,
С.И. Дотдугев, В.Л. Злобин, С.А. Куренков, В.С. Рачков*

УДК 551.24

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / А.А. Белов, В.С. Буртман, В.П. Зинкевич и др. — М.: Наука, 1990. — 293 с. — ISBN 5-02-002124-5

В книге содержатся теоретическое обоснование тектонической расслоенности литосферы, разнообразные методы ее изучения (картирование покровно-складчатых комплексов разного возраста и состава, аэрокосмические, неотектонические и структурные методы), региональные примеры тектонически расслоенных горно-складчатых сооружений различных геодинамических провинций СССР (Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Памир, Кавказ, Корякия, Камчатка, Сахалин, Приморье, Анабарский и Балтийский щиты).

Табл. 5. Ил. 118. Библиогр.: 259 назв.

Рецензенты: *М.Г. Леонов, Н.А. Богданов*

Редактор *Т.А. Никитина*

The monograph provides theoretical grounds for the lithosphere tectonic layering and describes a variety of methods for its study (mapping of nappe-folded complexes of different age and composition; aerospace, neotectonic and structural methods), regional examples of tectonically layered mountain-folded structures in various geodynamical provinces of the USSR (the Urals, Kazakhstan, Tien-Shan, the Pamirs, the Caucasus, Kamchatka, Sakhalin and Primorie as well as the Anabar and Baltic Shields).

Т 1804030000-066
389—90 I полугодие
042(02)-90

© Коллектив авторов, 1990

ISBN 5-02-002124-5

ВВЕДЕНИЕ

Региональные геологические исследования раскрывают геологическое строение того или иного участка земной коры и выявляют его перспективы в отношении полезных ископаемых. На основе таких исследований выясняется геологическая история региона, строятся геодинамические модели.

При проведении геологических исследований к важнейшим относятся такие общегеологические дисциплины, как стратиграфия, литология, петрография и тектоника. В частности, они являются базисными при выполнении геологосъемочных работ, без которых региональная геология обойтись не может. Данные геологической съемки суммируются на геологических картах, представляющих собой важнейшее первичное эмпирическое обобщение результатов полевых геологических исследований. Фактически вехи развития геокартирования той или иной части земной поверхности (имеется в виду суша) и вехи развития регионально-геологических исследований совпадают.

На протяжении двух третей XX столетия совершенствование геокартирования платформенных и складчатых областей в мировой геологии происходило на фоне ощущения абсолютного примата нормальных соотношений в залегании горных пород. Только Альпы резко выбивались из этого "стандарта". В этот период шло поступательное развитие геосинклинальной теории, превратившейся в конце концов в исключительно разностороннее и глубоко разработанное научное течение. Очень много в данном направлении было сделано отечественными геологами. На этой основе было написано и издано множество регионально-геологических описаний и синтезов, среди которых те, где речь идет о регионах не слишком сложного строения, не потеряли своего значения и в настоящее время. Геокартирование того периода не позволяло сделать ничего больше.

Но во второй половине века в поле зрения геологов попал ряд ранее не замечавшихся геологических явлений или известных прежде, но оставшихся в тени, так как они рассматривались как частности. В их число прежде всего попали сдвиги, которые, как оказалось, широко распространены в поясах деформаций, достигая при этом больших амплитуд и наглядно иллюстрируя реальность существенных горизонтальных смещений структур земной коры.

Вскоре было обращено специальное внимание на офиолиты, о которых ныне имеется огромное количество публикаций, так что нет необходимости дополнительно комментировать эту тему. Подчеркнем лишь одно, что установление офиолитовых аллохтонов в подвижных поясах оказало чрезвычайно большое влияние на ход регионально-геологических исследований.

Примерно одновременно в целом ряде районов были выявлены образования, получившие название меланжей. Как оказалось, это очень важные индикаторы тектонических движений и геодинамических обстановок. Термином "меланж" в настоящее время обозначают хаотические комплексы, возникшие в результате тектонического перемешивания несортированных некомпетентных

и пластичных горных пород. Последние являются связующей массой. Меланжирование пород характерно для процессов становления покровных и чешуйчатых структур.

Привлекли внимание и подверглись специальному изучению также олистостромы. Они представляют собой подводные осадочно-обвальные образования, состоящие из глыб и несортированных обломков различных пород, заключенных в относительно тонкой связующей массе. Их формирование происходит в нестабильной тектонической обстановке. Олистостромы легко подвергаются тектонизации, и тогда они превращаются в олисто-меланжи.

Важное влияние на дальнейшее развитие регионально-геологических исследований оказали новые возможности биостатиграфии, в частности, широкое введение в практику стратиграфических работ определений возраста по конодонтам и радиоляриям. Удалось найти эффективные методы их выделения из кремнистых пород, что во многих случаях позволило обнаружить сложнейшую чешуйчатую структуру.

Регионально-геологические исследования усовершенствовались и продвинулись также благодаря развитию дистанционных методов исследования строения земной коры. Интересные структурные черты выявили, например, космоснимки.

Все это вместе взятое, поднявшее регионально-геологические исследования на несравненно более высокий уровень, чем было раньше, быстро привело геологов к заключению об исключительно важной роли в формировании тектонических структур горизонтальных движений. Количественная сторона в подобном явлении оказалась столь огромной, что потребовался пересмотр основных теоретических тектонических устоев. Такую работу и выполнил коллектив геологов-тектонистов Геологического института АН СССР. Одна за другой были выпущены две книги [148, 149], в которых развивались новые мобилистские представления о строении и развитии земной коры и верхов мантии, обобщенные в виде концепции тектонической расслоенности литосферы.

Можно предложить определение этого понятия. Тектоническая расслоенность — это результат дифференцированного по скорости субгоризонтального смещения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин с образованием тектонических ансамблей сгучивания в одних местах и деструктивными процессами в других. Как видно, под литопластинами понимаются внутрилитосферные тектонически смещенные пачки горных пород.

Тектоническое расслоение, естественно, обуславливает особый характер распределения полезных ископаемых, существенно меняя старые представления об их тектоническом контроле. Шарьяжи, надвиги, анти- и синформы требуют иных подходов к выявлению закономерностей размещения месторождений, чем, например, антиклинории и синклинории. Таким образом, учение о тектонической расслоенности литосферы имеет не только большое методологическое значение в геологии, но и важное практическое, поскольку прямо затрагивает прогнозы поисков многих видов минерального сырья.

Все это и побудило написать предлагаемую вниманию читателя книгу. В ней изложены теоретические основы учения о тектонической расслоенности литосферы, методы ее изучения, конкретно разбирается строение тектонически расслоенных областей, даны примеры геологических карт, которые иллюстрируют очень большую структурную сложность покровно-складчатых зон.

Как книга, так и приложенные к ней карты будут весьма полезны геологосъемщикам, которым авторы адресуют книгу в первую очередь. Работа может рассматриваться как методическое пособие при регионально-геологических исследованиях. Авторы книги — геологи-тектонисты Геологического института АН СССР, имеющие большой опыт экспедиционных исследований в областях сложного геологического строения, находящихся не только в пределах СССР, но и за рубежом.

Глава 1

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОНЦЕПЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ КАК ЗАКОНОМЕРНЫЙ РЕЗУЛЬТАТ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В НЕОГЕЕ

Расслоенное строение нашей планеты выражается в общем случае в наличии внутри нее неоднородностей, сменяющих друг друга по вертикали и горизонтали. Эти неоднородности в глубоких частях Земли устанавливаются только геофизическими методами (сейсмическими, гравиметрическими, электротондированием, измерением теплового потока и др.). В верхней части литосферы они уже доступны непосредственному геологическому изучению, которое, как мы покажем ниже, способно восстановить состав ее оболочек и характер движений внутри и между ними вплоть до раздела Мохоровичича.

Вертикальная расслоенность земного шара, выражающаяся в наличии внутри него ядра и облегающих его разноплотностных оболочек, и связь этой расслоенности с историей формирования планеты от момента ее аккреции до настоящего времени вряд ли сейчас вызывают сомнения.

Не менее ясна и латеральная неоднородность в строении верхних оболочек Земли, особенно четко проявленная в верхней мантии и земной коре, что, в частности, выражается в смене континентов, с их мощным гранитно-метаморфическим слоем, океанами, где этот слой отсутствует. Поскольку положение континентов и океанов в истории Земли не оставалось постоянным, то следует считать, что и возникновение наблюдаемых сейчас неоднородностей этого типа связано с поздними этапами формирования ее оболочек и что распределение в пространстве неоднородностей подобного рода в истории Земли менялось с течением времени.

Особняком стоит вопрос о характере границ, разделяющих эти неоднородности. Обусловлены ли они составом пород, фазовыми переходами или термодинамическими параметрами? Как будут вести себя неоднородные по плотности оболочки Земли при изменении скорости вращения нашей планеты под влиянием приливно-отливных воздействий Луны? Могут ли эти процессы привести к формированию гигантских поверхностных срыва в верхних оболочках земного шара и зон пластического течения вещества в его более глубоких горизонтах, что в результате породит глобальную тектоническую расслоенность нашей планеты? Интерпретация подобного рода поверхностей раздела в значительной мере зависит от уровня знаний, накопленных наукой к тому или иному моменту времени.

Так, в современных плейттектонических моделях строения литосферы большое значение придается астеносферному слою, т.е. слою пониженной вязкости материала верхней мантии, обнаруженному на разной глубине под континентами и океанами. Предполагается, что в астеносфере происходит частичное плавление горных пород и что её реологические свойства определяют возможность

конвективных движений в мантии, вызывающих дрейф литосферных плит. Астеносфера, таким образом, рассматривается в качестве крупнейшей неоднородности в мантии Земли, регулирующей и определяющей происхождение и развитие главнейших геологических явлений — магматизма и движений в земной коре, а также её тектоническое расслаивание. Сторонники этой теории считают, что движения крупных блоков земной коры — литосферных плит — происходят по астеносферному слою. Эта гипотеза исходит из предположения о жесткости, твердости и реологической однородности гигантских литосферных плит на всю их мощность. Предполагается, что кора и мантия Земли и отдельные их части имеют между собой прочные механические связи и что континенты как бы "впаяны" в мантию.

Прошло всего 15—20 лет с момента окончательного становления этой теории, но её основные положения, связанные с механизмом перемещения плит и положением главных поверхностей тектонического расслаивания, уже начинают оспариваться. Это обусловлено в первую очередь бурным развитием геофизических методов. Появляется все больше и больше данных о том, что единый и непрерывный астеносферный слой под континентами и океанами отсутствует. Внутри земной коры и верхней мантии теперь устанавливается несколько волноводов, расположенных прерывисто и на разных глубинах, что подразумевает под собой присутствие многочисленных зон плавления пород и как следствие — отсутствие упорядоченной системы конвективных ячеек и возможность предположения существования нескольких поверхностей расслаивания внутри литосферы [149].

Новейшие достижения сейсмологии (сейсмическая томография, изучение глубоких землетрясений) и гравиметрии, которая использует характеристики поля тяжести, вычисленные по неравномерности движения искусственных спутников (геоид, аномалии в свободном воздухе), позволяют сделать два очень существенных вывода.

Во-первых, данные по скорости прохождения поперечных сейсмических волн показали, что неоднородности, связанные с крупными структурными элементами земной коры (континенты и океаны), прослеживаются до глубин 400—600 км. При этом низкие скорости прохождения поперечных волн оказываются приуроченными к океаническим впадинам и их окраинам, а высокие — к докембрийским кратонам. Эта закономерность может быть связана с разным состоянием вещества (степенью разогрева) под континентами и океанами, а следовательно, и с резко различной глубиной астеносферного слоя.

Во-вторых, новейшие данные по форме геоида и анализ аномалий силы тяжести в свободном воздухе [184] показывают, что гравиметрические характеристики нашей планеты на разных ее уровнях (в коре, верхней и нижней мантии) в плане резко различны, что никак не может быть объяснено моделью простых конвективных ячеек, сменяющих друг друга по горизонтали. Для объяснения этой картины необходимо предполагать наличие двухэтажной системы конвекции, а, следовательно, и несколько уровней расслоения вещества в верхней и нижней мантии.

Все эти данные приведены здесь лишь для того, чтобы показать далеко еще не ясный механизм перемещения крупных литосферных плит, и поэтому на пути объяснения расслоенного строения оболочек нашей планеты нам предстоит еще большие открытия. Кроме того, исследование Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой показало, что континенты отнюдь не представляют собой жестких масс (рис. 1), а способны сжиматься и растягиваться [51].

Однако геолог, работающий в поле, имеет дело с тектонической расслоенностью, возникающей в верхней части литосферы и в самой верхней части верхней мантии. Эта тектоническая расслоенность, наиболее ярко обнаруживаемая

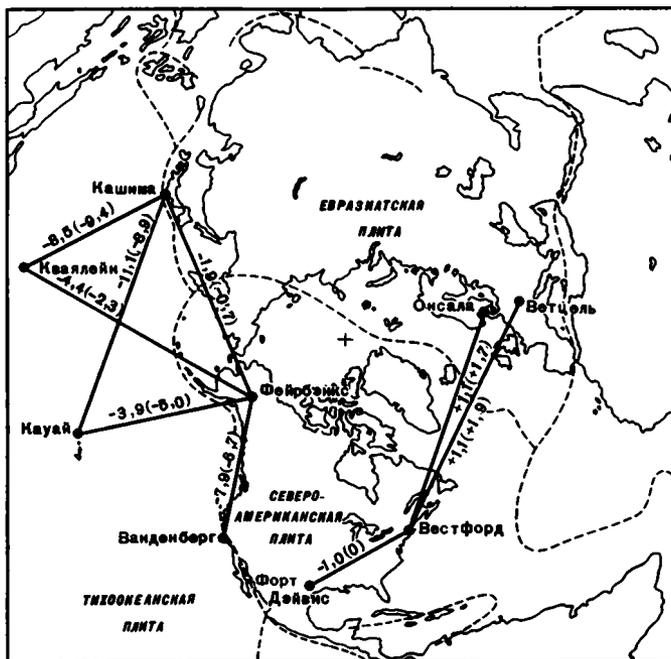


Рис. 1. Карта Северного полушария с базовыми линиями по методу интерферометрии со сверхдлинной базой (ИСДБ)

Число в скобках — величина (см/год) смещения плит по теоретической модели, вне скобок — полученная по ИСДБ

в складчатых сооружениях, возникает в процессе формирования земной коры [108, 147].

Существуют два основных пути формирования континентальной коры — автохтонный и аллохтонный.

Первый из них — это такой механизм, при котором новая континентальная кора формируется за счет метаморфизма и гранитизации комплексов горных пород океанической и переходной стадий при их скупивании. Следовательно, термин "автохтонный" подразумевает под собой только автохтонность вещества формирующейся коры.

Аллохтонный способ формирования земной коры — это тот случай, когда происходит совмещение комплексов палеоокеанических структур с комплексами более древней континентальной коры или в результате надвигания палеоокеанической коры на континентальные окраины, или при столкновении континентальных блоков земной коры. В этом случае значительная роль в строении континентальной коры принадлежит древним метаморфитам, в той или иной степени ремобилизованным.

Анализ истории развития любой складчатой области показывает, что формирование континентальной коры происходит, как правило, в результате сочетания разных механизмов. Однако их относительная роль различна, что и определяет специфику строения каждой складчатой области. Например, для ранних этапов истории Уральской и Альпийской складчатых областей характерен автохтонный способ формирования коры, а для поздних — аллохтонный. Однако аллохтонный способ формирования земной коры, связанный со столкновением континентальных плит в этих складчатых поясах, проявлен очень ярко, и поэтому оба этих сооружения могут быть отнесены к аллохтонным.

Автохтонный способ формирования земной коры приводит к образованию мозаичных складчатых систем, типичными примерами которых являются Центральный Казахстан, Алтае-Саянская складчатая область и варисциды Европы, а также окраинно-континентальные складчатые пояса (обрамление Тихого океана).

При аллохтонном становлении земной коры возникают линейные складчатые сооружения, располагающиеся или располагавшиеся внутри континентов (Урал, Альпийская складчатая область, Аппалачи).

Как автохтонный, так и аллохтонный механизмы ведут в конце концов к аккреции (приращению) континентальной коры. Термин "аккреция" в настоящее время понимается достаточно широко и подразумевает формирование коры любого типа (океанической, переходной и континентальной).

Аккреция континентальной коры с точки зрения её кинематики может осуществляться двумя путями. Первый из них — межконтинентальная аккреция. Она подразумевает столкновение двух крупных блоков с континентальным типом строения земной коры (столкновение континент — континент, континент — микроконтинент, микроконтинент — микроконтинент) и ведет к аллохтонному способу становления земной коры. Второй — периокеанический тип аккреции связан с присоединением к континентальным массам окраинных частей бассейнов с корой океанического типа (окраинных морей, энсалических и энсиматических островных дуг) в процессе обдукции и свойствен для автохтонного способа становления земной коры.

Явление аккреции континентальной коры сопровождается сложным комплексом структурных и вещественных преобразований, охватывающих большие по мощности и огромные по площади массы горных пород. В процессе аккреции, особенно в её финальную стадию, в условиях сжатий происходит тектоническое расслаивание, особенно ярко проявляющееся в верхней части литосферы. В этот момент истории складчатых сооружений происходит формирование их покровно-складчатой структуры. Эта структура не представляет собой всеобщего хаоса и беспорядочного нагромождения покровов и чешуй. В ней есть свои законы, диктующие взаимное расположение покровов по латерали и по вертикали, взаимоположение структурно-формационных комплексов и их внутреннюю структуру. Целый ряд тектонических поверхностей, разделяющих как крупные тектонические покровы, так и серию чешуй внутри них, возник не случайно, а был подготовлен задолго до момента аккреции континентальной коры. История формирования таких поверхностей тектонического расслаивания выстраивается как бы в единый ряд, начинающийся в момент накопления разреза горных пород и обособления конседиментационных структур, через ранние стадии периокеанической аккреции к её поздним стадиям и межконтинентальной аккреции. Если в начальные стадии этого процесса происходит подготовка таких поверхностей, то в конечные его стадии — тектоническая реализация.

Конседиментационная расслоенность. Происхождение такого типа расслоенности заключается в формировании реологически неоднородных толщ, по-разному реагирующих на процесс сжатия. Границы между такого рода неоднородными по составу слоями, пачками и толщами и служат поверхностями разно-масштабного расслоения, реализуемого при сжатии. Эти неоднородности могут сменять друг друга как по вертикали, так и по горизонтали.

Простейшим случаем вертикальной расслоенности является формирование неоднородного по составу разреза горных пород. Возникающие при этом границы компетентных и некомпетентных слоев, пачек и толщ обеспечивают тектоническое расслоение при сжатии. Проявляется это явление в самых разных масштабах. Например, сложные каскады складок и чешуй в яшмовых толщах возникают в результате проскальзывания кремнистых прослоев вдоль

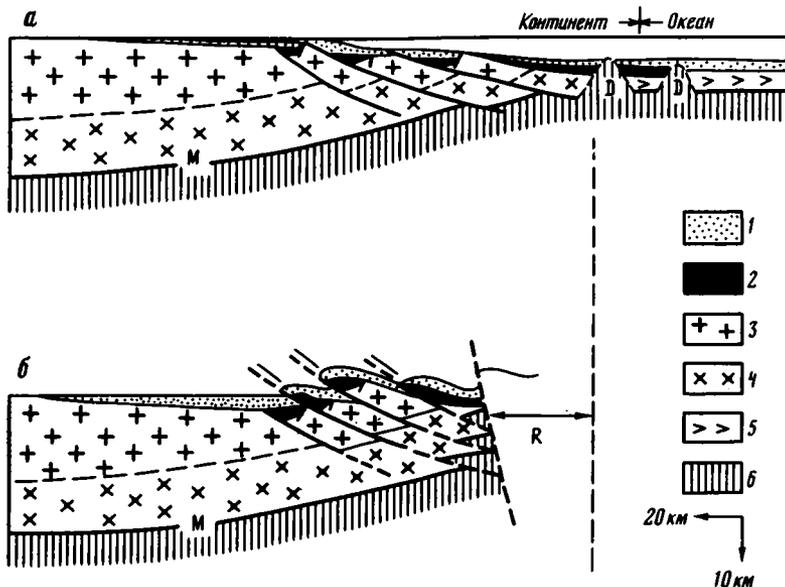


Рис. 2. Образование (а) и сокращение (б) пассивной окраины при сжатии во время коллизии плит [178]

1 — "пострифтовые" осадки; 2 — "синрифтовые" осадки; 3 — верхняя часть континентальной коры; 4 — нижняя часть континентальной коры; 5 — океаническая кора; 6 — верхняя мантия. D — серпентинитовые диапиры; R — горизонтальное сокращение; M — раздел Моховорвичича

тончайших глинистых слоев, разделяющих эти горизонты. Тектоническое строение Внешних Альп в значительной мере обусловлено наличием региональной зоны отслоения (decollement), проходящей по гипсоносным отложениям верхнего триаса, по которым платформенные и шельфовые отложения легко проскальзывают при сильных сжатиях [188]. Аналогичное явление установлено и на Центральном Памире [127], где терригенные отложения мезо-кайнозоя сорваны с палеозойского основания по гипсоносным карбонатным отложениям пермо-триаса. Протяженные зоны отслаивания возникают и вблизи поверхности — кристаллический фундамент—осадочный чехол — в красевых частях платформ, вовлеченных в складчатость. Такие поверхности порождают не только огромное по масштабам тектоническое расслаивание, но и обуславливают дисгармонию складок в автохтоне и аллохтоне.

Вторую группу поверхностей расслаивания, также легко устанавливаемую при картировании складчатых сооружений, образуют первичные конседиментационные границы раздела между структурно-формационными зонами, возникшими до этапа скупивания. Это и границы между континентами и океанами, островными дугами и окраинными морями, это и листрические разломы на пассивных окраинах континентов, границы сочленения блоков с разной мощностью коры и др. Глобальные границы между структурами с разными типами коры, такие, как континентальный склон пассивных окраин или глубоководный желоб активных окраин, при сжатии порождают огромные по масштабу поверхности отслаивания, выражающиеся в офиолитовых покровах. Конседиментационные границы между структурами более низкого порядка, возникающие внутри какой-либо структурно-формационной зоны, обуславливают, как правило, формирование многочисленных чешуй и покровов второго порядка внутри более крупной структурной единицы. Примером границ этого типа могут служить листрические разломы пассивных окраин, которые создают

сложную конседиментационную структуру этих областей. При сжатии структур такого типа возникает серия разнофациальных чешуй, развертка которых в пространстве позволяет восстановить первичную обстановку осадконакопления (рис. 2). Типичным примером такого рода является покров Хавасина Омана, включающий в себя пакет чешуй, нижние из которых представлены отложениями континентального шельфа и его склона, средние — породами глубоководной депрессии, возникшей на континентальном основании, а верхние состоят из мелководных, часто биогермных известняков краевого поднятия, отделявшего континентальную кору от океанической [215].

Целый ряд поверхностей раздела, которые могут быть использованы при надвигообразовании в процессе скупивания, возникают и внутри однородных по составу толщ, накапливавшихся в одинаковых палеогеографических условиях. В ряде случаев такие конседиментационные границы достигают весьма крупных размеров. Так, вдоль восточного побережья Флоридской карбонатной платформы установлен целый ряд подводных оползней, среди которых выделяются среднемиоценовые, среднемиоценовые и послесреднемиоценовые. Наиболее крупные из них прослежены по простиранию на 120 км и имеют ширину 30 км.

Ранние стадии перикокеанической аккреции. Большинство приведенных выше параметров конседиментационного тектонического расслоения связано с обстановкой растяжения вдоль пассивных бортов континентов. Тектоническое расслоение, возникающее в обстановке конседиментационного сжатия, наиболее ярко проявляет себя при образовании аккреционных призм на активных окраинах.

Ранняя стадия формирования структур подобного рода наблюдается в зоне конвергенции Тихоокеанской и Индийской плит (желоб Хикуранги, восточная часть Северного острова Новой Зеландии), где сейсмопрофилированием установлена зона развития пологих надвигов, наклоненных в сторону континентальной окраины. Над их тысячами крыльями в рельефе морского дна возникают пологие поднятия (рис. 3). Все эти надвиги, выходясь с глубиной, объединяются в единую поверхность тектонического отслоения, которая скорее всего проходит вдоль литологической границы: пелагические осадки открытого океана — терригенные толщи океанической окраины. Эта поверхность расслаивания, полого, под углом 3° погружается под континентальную окраину и прослежена на расстоянии 150 км до глубины 14 км.

Интересно, что восточнее, в сторону открытого океана, на временных разрезах устанавливается зона развития "протонадвигов", выраженная в виде плоскостей с низкой отражающей способностью пересекающих, но не смещающих слою осадочной толщи. Плоскости их также падают на запад под углами, типичными для взбросов. Зона "протонадвигов" имеет ширину в 25 км.

Примером более зрелой стадии формирования аккреционной призмы и связанного с этим процессом тектонического расслаивания в зоне столкновения континент—островная дуга может служить Индонезия, где к югу от о-ва Сумба, в зоне сочленения Яванского желоба и Тиморского трога, мезозойские и кайнозойские осадки австралийского континентального шельфа активно "сгребаются" перед фронтом надвигающейся островной дуги [180]. Надвигание сопровождается образованием протяженной поверхности отслаивания, падающей под аккреционную призму. Этот пологий надвиг, наклоненный под склон островной дуги, т.е. на север, возникает, по всей видимости, вдоль контакта карбонатных и терригенных отложений. Не исключено, однако, что его образование связано с разной степенью литификации пород внутри карбонатного разреза.

В результате сжатия, возникающего у подножия островодужного склона, формируется надвиговая пластина, отложения которой деформированы и смяты в складки. Эта надвиговая призма, шириной около 20 км, как бы зажата между пододвигающимися австралийским континентальным шельфом и подножием островной дуги.

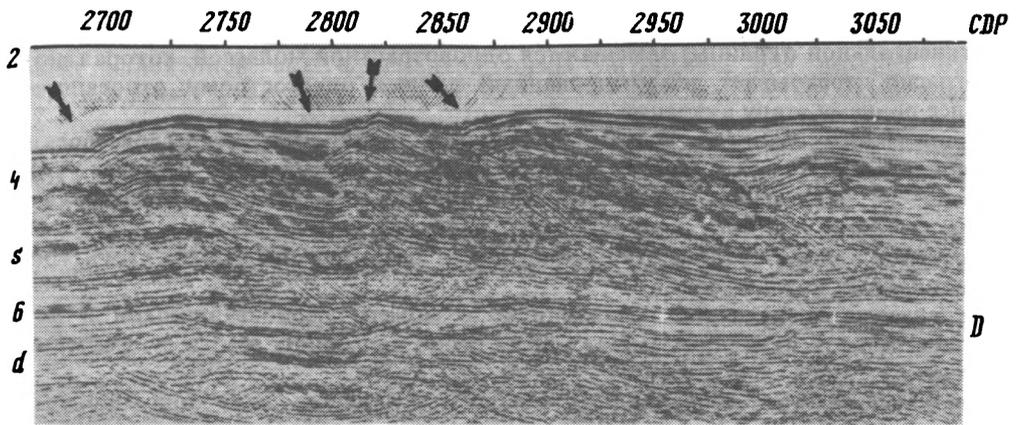
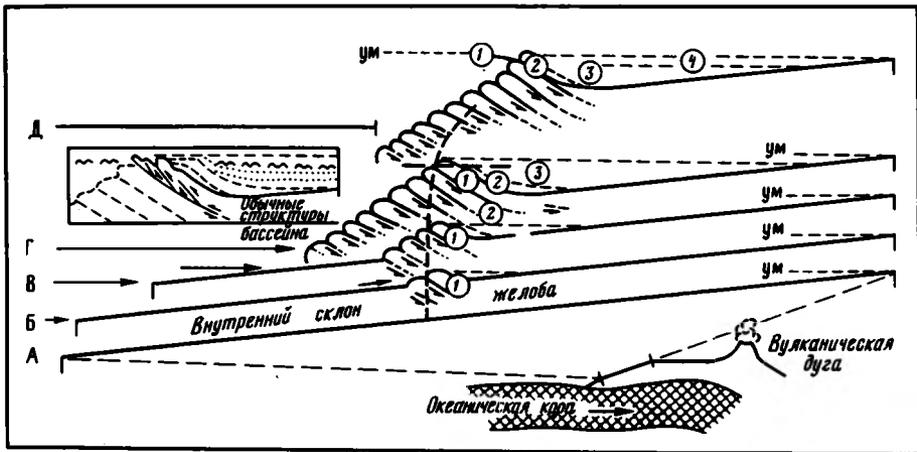


Рис. 3. Профиль через желоб Хикюранги
Выклинивание надвигов на поверхности главного рефлятора D (поверхность отслаивания) и выше субпараллельного рефлятора d



Р и с. 4. Модель аккреционной призмы по: [246]
А—Д — стадии развития; ум — уровень моря; 1—4 — последовательность осадочных призм

Общее строение длительно формирующейся аккреционной призмы показано на рис. 4 [246]. Хорошо видны многочисленные поверхности расслаивания, последовательно возникающие в условиях единой палеогеодинамической обстановки, и обратная стратиграфическая последовательность аккреционных единиц, которые создают как бы моноклинал, где самые древние породы находятся не в ее основании, а, наоборот, — в верхней части.

Примером такой аккреционной призмы, обнаженной в современном эрозионном срезе на континентальной окраине, может служить район Макрана, где она непрерывно формируется от позднего мела до современности [196]. Характерной чертой такого рода образований является состав осадков (турбидиты, включая офиолитокластовую олистострому), постепенное омоложение осадков в сторону океанического бассейна и обратная стратиграфическая последовательность в разрезе "моноклинали". Очень важным обстоятельством, которое является типичным для подобного рода образований, является следующий признак: турбидитные серии, образующиеся во фронтальной части аккрецион-

ной призмы, в каждый момент ее образования, в глубь ее (т.е. в сторону континентальной окраины) замещаются разновозрастной молассой, которая резко несогласно перекрывает деформированный флиш и олистострому, относящуюся к более раннему этапу аккреции.

Приведенные выше примеры показывают широкие масштабы расслоения, проявляющие себя на ранних стадиях развития складчатой системы. Они, конечно, не охватывают всего его многообразия, но должны заострить внимание геологов на процессе подготовки некоторых тектонических плоскостей, по которым в более поздние этапы произойдет шарьирование многих структурно-формационных комплексов.

Складчатые сооружения, возникающие в момент перикокеанической и межконтинентальной аккреций, имеют между собой ряд общих черт и существенные отличия.

Перикокеаническая аккреция.¹ В наиболее типичном виде она проявлена по периферии Тихого океана. Здесь прогрессивное преобразование океанической коры в континентальную происходит на фоне разномасштабного расслоения литосферы на разных глубинных уровнях и значительных горизонтальных перемещений. Последнее обстоятельство подтверждается фактически повсеместным развитием покровно-складчатых и чешуйчато-надвиговых структур, формирование которых происходило в течение многих фаз деформаций. Становление покровов, как и в случае межконтинентальной аккреции, приводило к нарушению изостатического равновесия коры того или иного региона, изменению температурного режима и, как следствие, к формированию куполовидных структур, гранитизации как автохтонных, так и аллохтонных пород (например, зона Абукума северо-восточной Японии). Подобные события в конечном итоге вели к образованию гранитно-метаморфического слоя. Примечательно, что процессы тектонического скупивания с образованием офиолитовых аллохтонов происходили как на начальных этапах заложения островных дуг, как бы предвосхищая их появление (Камчатский Мыс, желоб Тонга), так и на более поздних стадиях (о-ва Шикотан, Яп).

Вергентность структур может быть различной — как в сторону океана, так и наоборот, что очевидно свидетельствует о переориентации перемещений литосферных масс на разных этапах перикокеанической аккреции (Приморско-Японский и Корякско-Камчатский регионы).

Покровно-складчатые структуры слагаются разновозрастными (от рифея до разных уровней фанерозоя) фрагментами древних переходных зон и палеоокеанических бассейнов. При этом специфической особенностью зон перикокеанической аккреции является омоложение возраста континентальной коры в сторону океана.

Данные формационного и структурного анализов в дальневосточном регионе свидетельствуют [177] о том, что палеопереходные зоны изменялись как вкрест, так и вдоль своего простирания, а также во времени. Была отмечена смена синхронных формаций от континентальных к прибрежно-морским, далее окраинно-морским с невулканическими и вулканическими поднятиями и, наконец, к океаническим вне зависимости от места пересечения древних переходных зон по широте. При этом внутренние части области Тихоокеанского кольца начинают свое развитие с карбонатных, карбонатно-терригенных и кремнистых формаций (Приморье, внутренние зоны Японии), а внешние (Сахалин, Хоккайдо) — с вулканогенно-терригенно-кремнистых и яшмово-вулканогенных. Причем в первом случае формирование толщ происходило на гетерогенном фундаменте, во втором — на меланократовом основании (соответственно в древних переходных зонах и океане). В современной структуре как эти,

¹ Раздел написал А.О. Мазарович.

так и более молодые комплексы сближены, что свидетельствует о значительном сокращении континентальных окраин разного типа. При этом появление офиолитовых аллохтонов как фрагментов низов литосферы или верхней мантии [235] позволяет утверждать, что тектонической расслоенностью была охвачена вся толща литосферы. В ряде мест (центральные районы Хоккайдо, Новая Гвинея) устанавливается прямая связь ультраосновных массивов с верхней мантией. Такие же соотношения выявлены и в районах межконтинентальной аккреции [146].

Таким образом, периокеаническая аккреция характеризуется формированием покровных или чешуйчато-надвиговых структур, сложенных формациями океана и активных переходных зон, т.е. образование гранитно-метаморфического слоя происходит здесь автохтонным путем. Этот процесс осложнялся деструктивными явлениями, приводившими к растяжению или даже разрыву созданного гранитно-метаморфического слоя, как это устанавливается в Японском, Южно-Китайском, Коралловом морях, тропе Окинава.

Межконтинентальная аккреция. При этом типе аккреции расслоение литосферы достигает огромных размеров и наиболее ярко проявлено во внутриконтинентальных складчатых поясах (Урал, Средиземноморский пояс, каледониды южного обрамления Сибирской платформы и др.), а также в поясах, некогда располагавшихся внутри континентов (Аппалачи, каледониды Норвегии и др.). Как показывает история формирования этих складчатых областей, все они возникли в области сочленения коры различного типа — океанической и континентальной, при столкновении крупных массивов, сложенных континентальной корой. Этот момент их истории обычно называется главной или завершающей фазой складчатости. К ранним стадиям межконтинентальной аккреции приурочено начало формирования покровно-складчатых сооружений, которое связано с крупномасштабным расслаиванием литосферы в широкой области сталкивающихся континентальных масс [109, 148]. В более поздний этап межконтинентальной аккреции продолжающееся столкновение континентальных плит приводит к поддвиганию одной плиты под другую, что вызывает резкое изменение изостатического равновесия и связанный с этим явлением рост горных сооружений, происходящий в обстановке сжатия в его глубинных частях. Увеличение гранитно-метаморфического слоя в результате его тектонического сдвигания или даже утроения сопровождается суммированием (увеличением) теплового потока, ростом термальных куполов, анатексисом и метаморфизмом пород, участвующих в строении покровов. В то же время разогрев пород во внутренних частях покровно-складчатого сооружения приводит к изменению их реологических свойств, увеличению их пластичности, что облегчает в продолжающихся условиях сжатия как вертикальную, так и горизонтальную тектоническую транспортировку структурно-формационных комплексов. Напряжения, возникающие в области столкновения континентальных глыб, разрешаются при помощи их дробления, вращения и образования сдвигов, часто совпадающих с зонами сутур, что особенно характерно при косой коллизии.

Идеализированное строение подобного складчатого сооружения показано на рис. 5. Большинство складчатых поясов содержит главные элементы этой структуры, но ни один не включает все их полностью. Следует также отметить, что данная идеализированная модель складчатой зоны отражает модель полного цикла Вильсона — открытие океана с последующим его закрытием, через последовательную периокеаническую аккрецию, завершающуюся межконтинентальной коллизией. В целом это складчатое сооружение состоит из тектонически совмещенных и деформированных масс континентального и океанического происхождения, вовлеченных в сложную систему складок и покровов, наклоненных в разные стороны как внутри, так и на противоположных краях орогена. В строении покровов принимает участие большой набор формационных комп-



Рис. 5. Идеализированный профиль через складчатое сооружение, возникшее в результате межконтинентальной аккреции [210]

1 — молассы; 2 — флиш; 3 — внешний массив; 4 — офиолитовая сутора; 5 — внутренний массив; 6, 7 — сутора коллизионной зоны; 8 — молассы; 9 — континентальное основание; 10 — утоненная кора; 11 — утолщенная кора; 12, 13 — континентальное основание; 14 — раздел Мохорoviчича

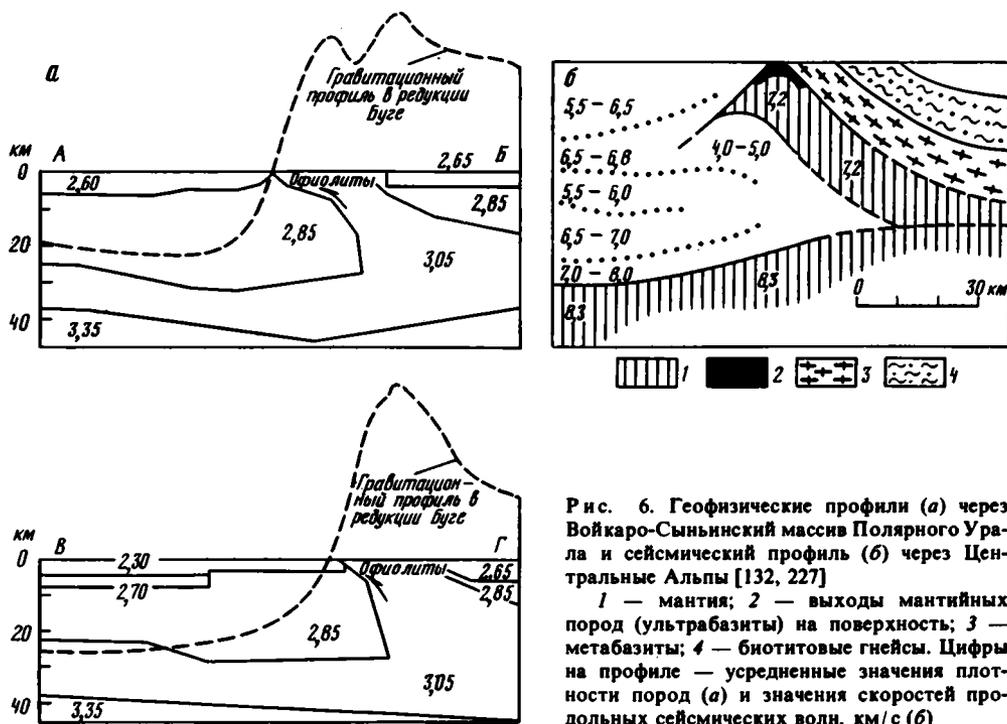


Рис. 6. Геофизические профили (а) через Войкаро-Сыньинский массив Полярного Урала и сейсмический профиль (б) через Центральные Альпы [132, 227]

1 — мантия; 2 — выходы мантийных пород (ультрабазиты) на поверхность; 3 — metabазиты; 4 — биотитовые гнейсы. Цифры на профиле — усредненные значения плотности пород (а) и значения скоростей продольных сейсмических волн, км/с (б)

лексов, накапливавшихся в самых разных палеогеодинамических обстановках: платформы, пассивной и(или) активной окраины и океанической коры. Межконтинентальная аккреция охватывает большие по мощности участки литосферы. Геофизические материалы в ряде случаев позволяют говорить о том, что ультраосновные массивы ряда складчатых зон, слагающие в их пределах мощные и протяженные пластины, своими корнями непрерывно уходят глубоко в верхнюю мантию. Примером может служить Полярный Урал, где ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива непрерывно прослеживаются до глубины 15—25 км, где они соединяются со слоем, имеющим геофизическую характеристику, типичную для верхней мантии [132]. Почти идентичная картина установлена и в зоне Ивреа Альп [227], где её ультраосновные породы на глубине смыкаются с геофизической поверхностью М (рис. 6). Поверхностная структура складчатых

сооружений может не иметь ничего общего с его глубинным строением. Отчасти это отражено на идеализированном профиле (см. рис. 5), на котором показано наличие сутуры — зоны столкновения двух континентальных масс, некогда удаленных друг от друга на неопределенно большое расстояние. Однако существуют складчатые сооружения, целиком находящиеся в аллохтоне и тектонически перемещенные далеко внутрь одного из континентов. Примером такого рода могут служить Южные Аппалачи в пределах США, где это складчатое сооружение с его сложной покровно-складчатой внутренней структурой целиком шарьировано в глубь Северо-Американского континента на расстояние порядка 300 км (рис. 7) и целиком располагается на его платформенном основании и чехле.

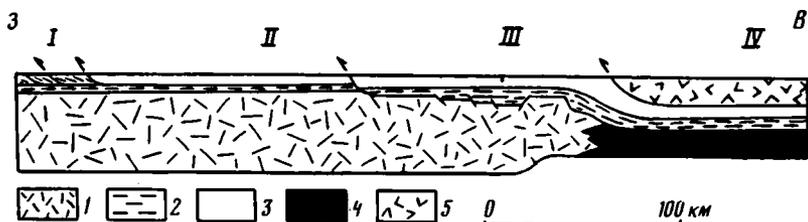


Рис. 7. Структурный профиль через Южные Аппалачи [127]

1 — докембрийская гренвилльская кора; 2 — осадочный чехол (PR₁—PZ₁); 3 — гранитизированный и полидеформированный гренвилльский комплекс (Голубой хребет и Внутренний Пидмонт); 4 — раздробленная континентальная или океаническая кора; 5 — островодужный комплекс (пояса Шарлотт и Каролинский сланцевый). Тектонические зоны: I — Провинция Долин и Хребтов, II — Голубой хребет, III — Внутренний Пидмонт, IV — пояса Шарлотт и Каролинский сланцевый

На этом же идеализированном профиле (см. рис. 5), особенно в его левой части, показана серия параавтохтонных тектонических покровов, осложняющих строение автохтона. Не следует думать, что автохтон является пассивным элементом складчатой зоны. Во многих разновозрастных складчатых сооружениях показано, что автохтонные комплексы несут следы интенсивного горизонтального сжатия. Более того, само формирование покровов необходимо рассматривать в тесной генетической связи с деформацией автохтона. Во многих внешних зонах складчатых сооружений (Гельветские Альпы, Центральные и Южные Аппалачи, Южный Урал и др.) в автохтонных толщах развита региональная сланцеватость, обычно достаточно круто падающая и более или менее напряженная. Классическим примером подобного рода структур до сих пор остаются зоны альпийских милонитов во внешних герцинских массивах Альп, особенно в пределах Эгюй-Ружа и Монблана. В более внутренних районах, там, где метаморфизм автохтона был значительным, формируется более сложный комплекс морфологически разнообразных дислокаций вплоть до многослойных систем лежащих складок (Пеннинские Альпы, Центральный и Юго-Западный Памир).

Отмеченные дислокации автохтона являются отражением горизонтального стресса, который обуславливает резкое сокращение его ширины.

Структурное отслоение краевого аллохтона, которое представляет собой начало покровообразования, объясняется неравномерностью сжатия автохтона и аллохтона. Стрессовые напряжения распределяются по разрезу неравномерно. В ряде случаев определенно можно показать, что максимально он проявляется в нижних, минимально — верхних структурных горизонтах. Следовательно, здесь обособление аллохтона определялось не активным срывом оболочки с некоторого пассивного основания, а интенсивной деформацией последнего. Смещение

аллохтона в этом случае не являлось абсолютным, а было лишь поверхностным отражением глубинных деформаций. Конечно, представленная схема является упрощенной, так как при смещении аллохтона существенную роль играют гравитационные процессы, во многом определяющие конкретную его структуру.

В пределах многих покровно-складчатых систем (Альпы, Бетские Кордильеры, Анатолиды, Загрос, Памир, Куба, Кохистан, Гималаи, Северные Аппалачи, Тянь-Шань, Североамериканские Кордильеры и др.) прослеживаются узкие, огромной протяженности зоны, характеризующиеся исключительно высокой напряженностью обычно крутых деформаций. Они известны под названием "альпийских линий" или "сутур" (в том числе офиолитовых) и обычно рассматриваются как корневые зоны соответствующих покровов, что во многих случаях подтверждено данными литолого-фациального и стратиграфического анализа. По мнению многих исследователей, эти зоны представляют места максимального сужения первоначальной ширины автохтона, где в результате расплющивания материала происходило максимальное перераспределение масс горных пород по вертикали и отслоение поверхностных толщ. В этом случае становится понятной тесная пространственно-генетическая связь покровов с корневыми зонами.

И автохтон, и аллохтон редко остаются единичными массами, расслаиваясь на серию независимых элементов, каждый из которых обладает автономной внутренней структурой. В общем виде (без учета наложенных гравитационных дислокаций) каждый нижний элемент испытывает большее по сравнению с верхним сжатие. Интенсивнее смещаемые глубинные массы захватывают и перемещают поверхностные. В местах, где поперечная гетерогенность верхних пластин создает для этого условия, перемещаемый материал нижних горизонтов захватывает пластины верхних, поддвигая их под однообразные массы. В общем виде так образуется большинство сорванных покровов на любом доступном для наблюдения глубинном уровне. Модель послыбно и дисгармонично дислоцированной коры в целом удовлетворительно объясняет реально наблюдаемую во многих линейных складчатых поясах картину.

Отмеченная модель была в основе своей разработана до появления плейт-тектонических построений. Очевидно, что в геодинамическом плане обе схемы имеют много общего, вследствие чего плейттектоника была легко воспринята альпийскими геологами. Само покровно-складчатое сооружение Альпийско-Гималайского пояса стало рассматриваться как результат проявившейся на гигантских пространствах коллизии континент—океан Тетис и в конечном счете континент—континент, когда в кайнозой были сближены Африкано-Аравийская, Индийская и Евразийская плиты. Соответственно южная и северная периферии пояса, характеризующиеся наиболее четким покровным строением, рассматриваются как гигантские аккреционные сооружения в зонах поддвига плит.

Очень близкие схемы были разработаны и для других разновозрастных складчатых сооружений, таких, как Аппалачский, Тянь-Шаньский, Уральский и многие другие складчатые пояса. В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что именно тектонические покровы определяют структуру большинства складчатых сооружений мира.

ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

В геологических разрезах с определенностью устанавливаются такие проявления тектонического расслоения, как шарьяжи, следы горизонтального течения материала, залегание один на другом комплексов горных пород, прежде отстоявших друг от друга на значительные расстояния и формировавшихся в разных ландшафтных и термодинамических условиях. Подобные разрезы характеризуют достаточно древние процессы расслоения, происходившие на более или менее значительных глубинах и оказавшиеся вскрытыми в результате последующих воздыманий и эрозии покрывки. О глубинах срыва и течения горных масс можно судить по петрологии и физическим свойствам пород зоны срыва и ее аллохтона, сопоставляя эти свойства с особенностями современных геофизических разделов литосферы. Такое сопоставление не всегда однозначно, поскольку физические свойства пород на разных глубинах изменяются со временем по мере эволюции тектонической обстановки. Поэтому особый интерес вызывают проявления тектонической расслоенности в новейшую и современную геологические эпохи. Они позволяют во многих регионах не только доказать сам факт расслоения, но и оценить пространственные масштабы и глубины процесса.

Следы глубинной неотектонической расслоенности континентов, как правило, не доступны непосредственному наблюдению. Она проявляется косвенными признаками: различиями структурных планов на разных уровнях литосферы, особенностями геофизических полей, сейсмичности и иногда также вулканизма и флюидно-газовой деятельности. Проявления эти обнаруживаются прежде всего в активных областях, характеризующихся на земной поверхности значительными и контрастными тектоническими движениями и другими признаками интенсивных современных геодинамических процессов.

Комплекс многих признаков современной тектонической расслоенности литосферы представлен в новейшей структуре Памиро-Гималайской области, где находит выражение сближение литосферных масс Индостана и Евразии. Широко представленные геологические проявления расслоенности в альпийской структуре региона различны в разных структурных зонах (см. главу 3). В отличие от них, неотектонические проявления расслоенности охватывают регион в целом.

Северная граница Индийской плиты, офиолиты которой рассматриваются в качестве сутурной линии замкнувшегося океана Тетис, обозначена зоной Инда, она представляет собой область интенсивных складчато-надвиговых дислокаций, развивавшихся во фронтальной части движущихся на север горных масс Индостана до олигоцена включительно. Подобная современная полоса дислокаций, обозначающая северный край движущихся на север горных масс, находится во Внешней зоне Памира, следуя вдоль южного борта Алайской долины [151]. Она сочленяется на востоке с Памиро-Каракорумским правым сдвигом юго-восточного простирания, а на западе постепенно отгибается к югу и переходит в Дарвазскую зону молодых левых сдвигов, которая пересекает р. Пяндж и кулисно подставляется Чаманским левым сдвигом протяженностью в 1000 км. Последний на юге сменяется кулисным рядом меридиональных разломов, продолжающихся в Индийский океан. Таким образом, современный фронт движущихся на север горных масс находится почти на 400 км севернее современного положения аналогичного олигоценового фронта.

Анализ неотектонических данных показал, что такое смещение фронта происходило в несколько стадий: в миоцене он находился в зоне Центрального Памира, в позднем миоцене и плиоцене — в зоне Каракульского надвига, а современное положение занял лишь в плейстоцене. В соответствии с такой

скачкообразной миграцией фронта удлинялись на север и зоны сдвигов, которые ограничивали область относительного северного дрейфа Индостано-Памира с запада и северо-востока.

Описанные геологические соотношения можно интерпретировать следующим образом. В процессе дифференцированного движения литосферы Индостана к северу расположенный перед ним участок внутренней зоны (или зон) орогенического пояса испытывал интенсивные, складчато-надвиговые деформации, приводившие к срыву деформированных и нарушенных разрывами верхнекоровых масс и их обособлению с боков наращивавшимися к северу зонами сдвигов. Обособленный таким образом участок терял способность к интенсивным деформациям, причленялся к движущим массам Индостана и начинал двигаться

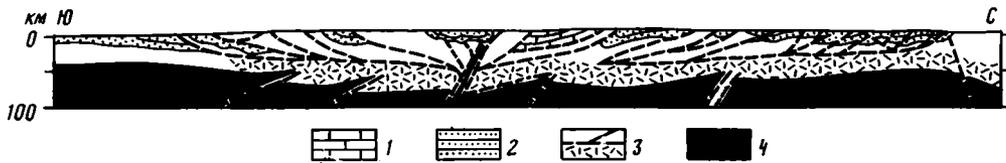


Рис. 8. Схематический разрез литосферы Памиро-Гималайского региона [153] с дополнениями по: [223] 1 — офиолиты; 2 — осадочный чехол; 3 — консолидированная часть земной коры, в нижних горизонтах катаклазированная; в кровле катаклазированной части проходит зона субгоризонтального отслоения, ниже которой большинство верхнекоровых разломов не распространяется; 4 — верхняя мантия

вместе с ними, а полоса наибольших относительных смещений и деформаций, фиксирующая фронт движения, скачкообразно мигрировала к северу, где происходили такие же изменения, и т.д. В итоге в обширной области к северу от зоны Инда возникла система тектонических чешуй, последовательно сорванных со своего основания и обособленных к настоящему времени от более глубоких горизонтов литосферы единой зоной срыва (рис. 8).

Во Внешней зоне Памира, хребтах Петра Первого и Заалайском, такой срыв доказывается непосредственными наблюдениями новейших надвигов и сорванных складок, а в более общем виде — формой в рельефе всего Петро-Заалайского новейшего поднятия, представляющего собой, по терминологии Термье, тектонический покров I рода. Глубинное продолжение зоны срыва в кристаллической части земной коры Памира отмечается положением корового волновода. Такие волноводы выделены как под Памиром, так и под Тянь-Шанем [149]. Верхний памирский волновод, по данным глубинного сейсмического зондирования [11], постепенно погружаясь, продолжает на юг зону срыва. Возможно, он образован породами фундамента тянь-шаньского типа и метаморфизованными осадочными толщами Внешней зоны, на которые надвинуты более высокоскоростные горные массы внутренних зон Памира (рис. 9).

Приведенные геолого-геофизические данные согласуются с распределением гипоцентров землетрясений. По данным Ю.К. Щукина [11, 149], под всем Памиро-Гималайским регионом на глубинах 30—40 км выделяется субгоризонтальная зона скопления гипоцентров, достигающая наибольшей толщины и интенсивности под Памиром. От нее к поверхности ответвляется наклонная сейсмогенная зона, соответствующая глубинным продолжениям активных надвигов Внешней зоны Памира. В нижней части коры сейсмичность слабая, тогда как в верхней мантии обособляется Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона, почти вертикальная и расположенная на 150 км южнее активных надвигов верхнекорового слоя. Подавляющее большинство сильных землетрясений мантийной сейсмофокальной зоны сконцентрировано на ее небольшом участке южнее афганского города Файзабад.

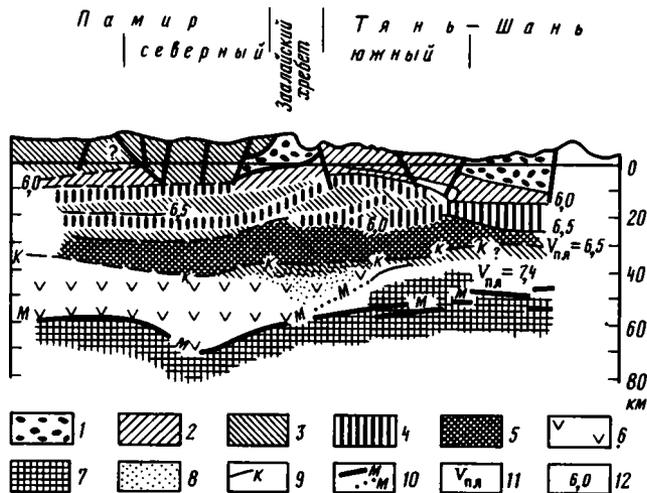


Рис. 9. Геологическая интерпретация, выполненная С.Ф. Скобелевым, сейсмических разрезов земной коры Памира и Тянь-Шаня [11, 39]

1 — осадочный чехол; 2 — докембрийские метасадочные породы гиссаро-алайского типа; 3 — докембрийские метавулканогенные и метасадочные породы северопамирского и центральнопамирского типов; 4 — коровые волноводы; 5 — нижняя часть гранитно-метаморфического слоя; 6 — верхняя мантия; 7 — "базальтовый" слой; 8 — anomalно высокоскоростные породы среди более низкоскоростных; 9 — варианты положения поверхности Конрада; 10 — варианты положения поверхности Мохоровичича; 11 — пластовые скорости продольных волн; 12 — граничные скорости продольных волн

В Гималаях, как и на Памире, широко распространены тектонические покровы. Здесь складчато-надвиговые дислокации тоже мигрировали в течение новейшего этапа, но зеркально по отношению к Памиро-Каракоруму: от зоны Инда к югу. В миоцене они охватили Гималаи, а в плиоцен-четвертичное время — Субгималаи и часть предгорного прогиба. Структурная дисгармония между охваченной этими дислокациями верхней частью коры и более глубокими горизонтами литосферы проявлена весьма выразительно: надвиги верхнекорового слоя полого наклонены на север, а вблизи поверхности Мохоровичича — на юг [223]. Разделяющая их зона срыва, как и под Памиром, приходится на среднюю часть коры (см. рис. 9).

Сведения о проявлениях расслоенности в верхней мантии Памиро-Гималайского региона более ограничены. С определенностью можно говорить о вертикальной изменчивости дислокационных свойств. Она проявляется прежде всего в четковидном строении сейсмофокальной зоны. Более определенные количественные характеристики получены Г.А. Востриковым путем анализа графиков повторяемости землетрясений сейсмофокальной зоны. Таким способом удалось выяснить вертикальные вариации скорости сейсмической деформации, напряженного состояния и сейсмической вязкости горных пород. Наконец, путем анализа невязок времен пробега сейсмических волн от местных глубокофокусных землетрясений на системе станций Средней Азии А.В. Николаев и И.А. Санина [97] установили в верхней мантии Гиндукуша и Памира сложное сочетание высокоскоростных и низкоскоростных объемов пород, близкое к тому, какое характеризует расслоенную коровую часть разреза.

Неотектоническое расслоение и утолщение земной коры Памиро-Гималайского региона, крутой наклон мантийной сейсмофокальной зоны, сложное распределение мантийных масс с разными физическими свойствами противо-

речат модели простой субдукции на границе Индостана и Евразии. Их сближение реализуется скучиванием литосферных масс, дифференцированным на разных уровнях, причем в мантии оно, возможно, осуществляется интенсивнее, чем в земной коре.

Пример запада Северной Америки показывает, что неотектоническое расслоение присуще не только активным областям сжатия, подобным Памиро-Гималайской, но и структурам растяжения и сдвига. Новейшая структура запада США и соседних районов Мексики определяется сочетанием трех важнейших систем нарушений: Сан-Андреас, Поперечных хребтов и Провинции Бассейнов и Хребтов. Система Сан-Андреас представлена крупным одноименным правым сдвигом, с оперяющими его и параллельными ему правыми сдвигами северо-западного простирания. В Поперечных хребтах развиты надвиги и левые сдвиги широтного и северо-восточного простирания. В Провинции Бассейнов и Хребтов преобладают субмеридиональные сбросы. По масштабам тектонических перемещений ведущим элементом является разлом Сан-Андреас, новейший сдвиг по которому достигает 300 км. Он рассматривается американскими тектонистами как трансформная граница Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит. Если считать Сан-Андреас продолжением океанического разлома Мендосино, окажется, что они связывают рифтово-трансформную систему Калифорнийского залива с северными отрезками Восточно-Тихоокеанского поднятия — хребтами Горда и Хуан-де-Фука.

Вместе с тем Сан-Андреас и другие перечисленные элементы новейшей структуры запада США являются структурным выражением единой динамической системы меридионального сжатия — широтного растяжения, господствующей в верхней части континентальной коры. Но не все новейшие разломы Провинции Бассейнов и Хребтов могут рассматриваться как части такой системы? Наряду с субмеридиональными здесь присутствуют сбросы и грабены северо-восточного простирания. На северо-западное — юго-восточное, а не широтное растяжение указывают механизмы очагов многих землетрясений региона. Возможно, это связано с тектоническим воздействием глубоких горизонтов литосферы. Чтобы определить справедливость такого предположения, рассмотрим данные о глубинах заложения крупнейших новейших разломов запада США.

Под разломом Сан-Андреас в области Поперечных хребтов прослеживается в верхней мантии субширотная зона высоких скоростей сейсмических волн, не смещаемая разломом [207]. Значения теплового потока [220] и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в источниках [256] характеризуют как глубинную границу лишь самую южную часть разлома Сан-Андреас, примыкающую к Калифорнийскому заливу, и свидетельствуют о том, что более северные его участки не продолжают глубже гранитно-метаморфического слоя. На севере разлом Сан-Андреас не продолжается океаническим разломом Мендосино, а упирается в него, не выходя за пределы континентального склона, тогда как разлом Мендосино прослеживается на восток в глубь континента. Наконец, в последние годы исследования по проекту COCORP методом отраженных волн (рис. 10) свидетельствуют о выполаживании Сан-Андреаса на глубине 15—20 км и переходе его в субгоризонтальную поверхность срыва [200].

При существующих средних наклонах (около 60°) и размерах разделяемых блоков сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов, будучи продолжены по падению, ограничат призмы глубиной 15—25 км. Есть геолого-геофизические данные о глубинном выполаживании, т.е. меньшей глубине заложения сбросов. На это указывает и изостатическая некомпенсированность ограниченных сбросами горстовых хребтов [193]. О несоответствии сбросов элементам глубинной структуры свидетельствует и тот факт, что они крайне редко используются базальтовой магмой как каналы извержений, хотя рядом находятся однообразные сбросы и вулканы.

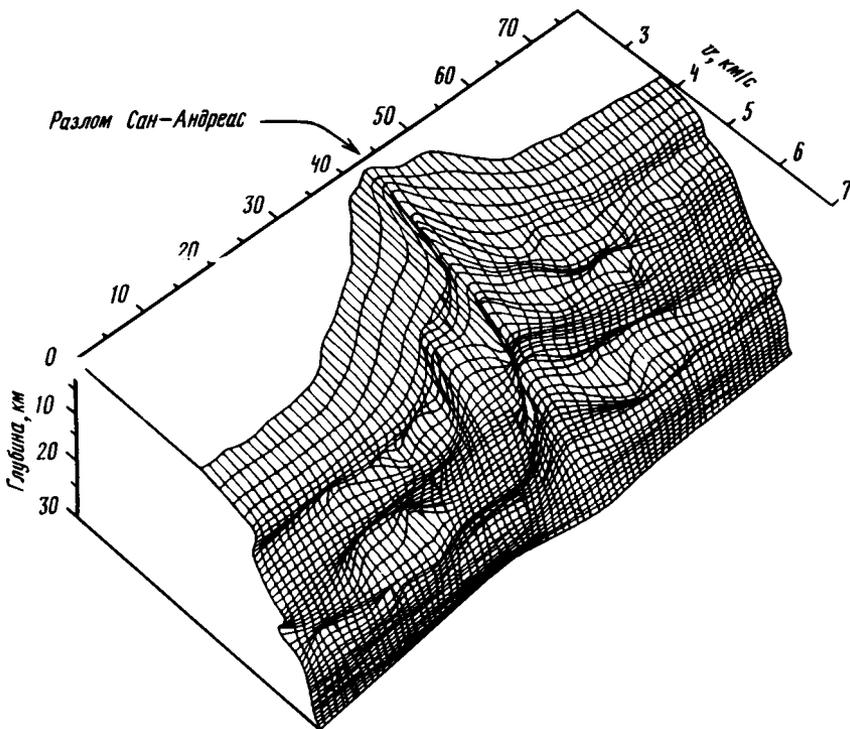


Рис. 10. Сейсмический разрез земной коры зоны разлома Сан-Андреас [200]

Таким образом, главные элементы новейшей структуры запада США не распространяются глубже гранитно-метаморфического слоя — верхних 15—20 км земной коры. Из этого правила как будто выбивается новейшее поднятие Сьерра-Невады, под которым фиксируется "корень" глубиной до 35—40 км с "гранитными" скоростями сейсмических волн. Гидрохимические исследования А. Барнеса показали, что скорее всего под гранитно-метаморфическими породами Сьерра-Невады на сравнительно небольшой глубине залегают океанические породы и серпентиниты, близкие по скоростным характеристикам к гранитам.

Для определения структуры более глубоких горизонтов литосферы региона использовались данные геофизики [207], сведения о распространении новейших базальтов и современном тепловом потоке [220]. Их сопоставление показало, что современная глубинная граница Тихоокеанской литосферы и Северо-Американского континента продолжается из Калифорнийского залива в трог Солтон-Си, далее на северо-запад вдоль восточного края высокоскоростной верхнемантийной зоны и достигает юго-западного края Большого Бассейна, расположенного в центре Провинции Бассейнов и Хребтов. Эта область сходна со срединно-океаническими поднятиями наличием непосредственно под земной корой мощного слоя разуплотненной мантии со скоростями продольных сейсмических волн 7,5—7,8 км/с, причем мощность коры здесь понижена по сравнению с соседними участками Северо-Американского континента и достигает минимума (25—30 км) вдоль западного и восточного краев Большого Бассейна. По данным о четвертичном вулканизме, тепловом потоке и сейсмичности, главная глубинная система деформаций расположена под западным краем Большого Бассейна, примерно в 300 км восточнее верхнекоревой границы литосферных масс Тихого океана и Северной Америки — разлома Сан-Андреас.

Она состоит из нескольких простирающихся на северо-восток глубинных зон рифтового типа. Между ними обнаружены правые сдвиги северо-западного простираения, возможно отвечающие глубинным зонам трансформного типа.

Таким образом, под западным краем Провинции Бассейнов и Хребтов реконструируется современное сочетание глубинных рифтовых и трансформных зон, которые представляются не достигающим земной поверхности аналогом и продолжением рифтово-трансформной системы Калифорнийского залива. Под восточным краем Провинции Бассейнов и Хребтов и, возможно, расположенной юго-восточнее зоной грабенов Рио-Гранде находятся подобные глубинные зоны II порядка, осложняющие западную часть Северо-Американского континента.

Различие структурных планов верхнекорового слоя и более глубоких горизонтов литосферы в условиях интенсивных горизонтальных перемещений предполагает срыв и скольжение по подошве верхнекорового слоя [149, 151]. На такой срыв под Большим Бассейном указывает резкая смена по вертикали скоростей продольных сейсмических волн с 6,0 до 6,6 км/с и появление на границе этих слоев на глубине около 15 км локального маломощного волновода со скоростями до 5,5 км/с. Возможны меньшие по масштабу субгоризонтальные срывы в верхнекоровом слое вдоль пологих надвигов, сформированных в предшествовавшую ларамийскую стадию тектонического развития. На юге Провинции Бассейнов и Хребтов, возле границы Калифорнии и Невады, где формирование новейших сбросов закончилось в миоцене, в позднейших эродированных поднятиях зона глубинного срыва оказалась выведенной на земную поверхность. Она представлена породами, динамически измененными до стадии зеленых сланцев и отражающими течение материала в субгоризонтальном направлении, перпендикулярном верхнекоровым сбросам [208]. Подобные образования встречаются и в северо-западной Юте. Возраст последней стадии метаморфизма миоценовый.

Признаки современного и новейшего тектонического расслоения, выявленные в Памиро-Гималайском регионе и на западе Северной Америки, в той или иной мере присущи многим другим континентальным подвижным поясам. Они описаны на Тянь-Шане, Кавказе, в Карпато-Балканском регионе. Обнаружены они и на активных окраинах Тихого океана [58]. Показательны, в частности, сейсмологические данные о геодинамических различиях на разных уровнях литосферы юго-западной Японии к югу от Срединной тектонической линии. Мелкофокусные ($H \leq 30$ км) землетрясения сосредоточены между ней и меридиональным надвигом, расположенным сразу к западу от п-ова Кии. Фокальные механизмы дают субширотное направление оси наибольшего сжатия. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе приурочены к пологой сейсмофокальной зоне, наклоненной на северо—северо-восток. Механизмы их очагов указывают на субмеридиональное направление оси наибольшего сжатия. В западной части Алеутской островной дуги современное тектоническое расслоение проявляется в самих механизмах очагов землетрясений. Для их определения были выбраны нодальные плоскости, которые при разных землетрясениях параллельны друг другу. Они показали смещения вдоль субгоризонтальных поверхностей, причем горные массы островной дуги двигались по ее простираению на северо-запад. Гипоцентры землетрясений расположены в интервале глубин 0—23 км.

Анализируя коровые волноводы Кавказа, Г.В. Краснопевцева и Ю.К. Щукин [64] подметили связь волновой картины с происходившими в тех местах сильными землетрясениями. Это дает основание предполагать, хотя бы частично, дислокационную природу коровых волноводов. Работая в русле подобных представлений, В.Н. Николаевский и В.И. Шаров [164] показали, что достаточно мощная земная кора, подвергающаяся воздействию тангенциальных тектонических напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатического давления, т.е. глубины. Если в верхнекоровом слое возникают

сколовые нарушения — разрывы со смещениями, то глубже они выполаживаются, развиваются многочисленные мелкие трещины, приводящие к объемному разрушению и тем самым разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн. В более глубоких горизонтах коры происходят милонитизация и бластез, осуществляются псевдопластические деформации, сопровождающиеся понижением прочности и большей подвижностью горных масс. В верхнемантийной части литосферы прочность вновь возрастает.

Таким образом, литосфера реагирует на прилагаемые к ней тектонические напряжения неоднородно на разных глубинах. Могут быть выделены: верхнекоровая часть, подвергающаяся в основном хрупкому разрушению по отдельным разломам; более податливая к деформациям нижняя часть коры, отделенная от верхней горизонтом объемного трещинного разрушения — коровым волноводом; вновь более прочная верхнемантийная часть литосферы. В современных подвижных поясах картина расслоения усложняется. Следует говорить не о единой астеносфере, подстилающей литосферу, а о нескольких астенотлинзах или астенослоях как под литосферой, так и внутри нее, разделяющих более прочные пластины и блоки с разным стилем деформаций.

Возможная дислокационная природа коровых волноводов особенно интересна в связи с тем, что предпринятая в последние годы ревизия данных глубинного сейсмического зондирования [137] позволила выделить коровые волноводы не только в современных подвижных поясах, но и под древними щитами, фанерозойскими складчатыми областями разного возраста, древними и молодыми платформами. Такое расслоение вне активных областей может быть обусловлено древними геологическими процессами. С объемной трещиноватостью волноводов связана повышенная обводненность, а точнее, и общее — флюидонасыщенность. Вдоль них могут концентрироваться современные флюидные очаги, развитие которых изменяет напряженное состояние пород, и в частности, понижает литостатическое давление, облегчая тем самым горизонтальное дифференцированное движение литосферы континентов вне подвижных поясов. При такой всеобщности расслоения рассчитанные в рамках концепции тектоники литосферных плит направления и скорости их новейших перемещений достоверно характеризуют лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубинных литосферных масс. Скорости перемещения последних могут быть выше [152].

В современных океанах тектоническая расслоенность установлена пока в ограниченном количестве случаев. Как известно, непосредственные геологические наблюдения с управляемых глубоководных аппаратов невелики, а результаты драгирования и глубоководного бурения не всегда дают возможность для однозначного решения, они захватывают только самые верхние горизонты океанической коры. Более глубокие части океанской литосферы изучаются исключительно геофизическими (в основном сейсмическими) методами, которые в большинстве случаев фиксируют дискретные границы внутри литосферы, но, как правило, не дают возможности определить кинематические и динамические различия, характеризующие литопластины, разделенные этими границами. Для выявления глубинной расслоенности можно использовать некоторые методы анализа геологии поверхностных структур.

Геологические данные о тектонической расслоенности в Тихом океане были получены по зоне разлома Кларнион [90]. В южном крутом склоне системы линейных впадин, составляющих зону разлома, были проведены последовательные драгировки снизу вверх по склону. Нижняя часть склона сложена базальтами и долеритами (дайки?, силлы?) второго слоя океанической коры, которые выше сменяются гипербазитами и габброидами (третий слой и океанская мантия) и затем вновь базальтами и долеритами второго слоя. По мнению Е.Н. Меланхолиной и соавторов, такая картина свидетельствует о шарьировании

и тектоническом сдвигании океанической коры и верхов мантии по пологой тектонической границе, т.е. о реализации тектонической расслоенности в условиях сжатия.

В Атлантическом океане, северо-западнее Иберийского полуострова расположено поднятие банки Горриндж. Это хребет 200-километровой длины с двумя вершинами (на севере и на юге). Поднятие было исследовано с применением управляемых подводных аппаратов [175], а в седловине между вершинами пробурена скважина 120. Северная вершина сложена метаморфизованными габброидами (третий слой океанической коры), перекрытыми щелочными лавами (фонолиты, трахиты). В седловине скважиной вскрыт контакт между габброидами и мантийными перидотитами. В зоне контакта было сделано три погружения управляемого аппарата. Судя по характеру контакта, можно предположить надвиг габбровой тектонической пластины на мантийные апогарцбургитовые серпентиниты, которыми сложена южная вершина банки Горриндж.

Юго-западнее Азорского плато (западнее гребня Срединно-Атлантического хребта) пробурены глубоководные скважины 556, 558 и 560 по профилю длиной около 700 км [222]. В скв. 556 под осадками пройдено 100 м базальтовых брекчий и массивных базальтов и 78 м брекчированных и серпентинизированных габброидов. В скв. 558 под осадками и залегающими ниже базальтами (125 м) вскрыты брекчии из габброидов, серпентинитов и милонитов (около 30 м). В скв. 560 под осадками лежат серпентинизированные габбро и серпентиниты. Таким образом, в этом участке океана можно предположить широкое распространение тектонических брекчий из пород второго и третьего слоев океанической коры с той или иной примесью мантийных серпентинитов в основании тонкой литопластины пород первого и частично второго слоев коры. Тектоническая расслоенность здесь несомненна, однако характер движения верхних литопластин относительно подстилающих образований неясен.

В 1986 г. были получены новые данные по зоне разлома $15^{\circ}20'$, пересекающего Срединно-Атлантический хребет на широте островов Зеленого Мыса [119]. В восточном отрезке разлома (восточнее гребня хребта) по нескольким меридиональным сечениям, вкрест простирания разлома были драгированы породы, слагающие осевое поднятие долины разлома, а также северный и южный склоны этой долины. Нижняя часть обоих склонов сложена исключительно базальтами, а в осевом поднятии габброидами, в то время как на верхних частях склонов наряду с базальтами поднято большое количество серпентинизированных гипербазитов и габброидов, слагающих в ненарушенных разрезах океанов низы коры и верхи мантии. По представлениям цитируемых авторов обратная последовательность пород связана с тектоническим сдвиганием океанической коры, которое явилось проявлением тектонической расслоенности верхних горизонтов литосферы в этом районе.

Значительно более обильный материал о подобной расслоенности океанской литосферы дают геофизические методы. Рассмотрим некоторые конкретные примеры такой расслоенности. В сейсмическом разрезе северного фланга Азоро-Гибралтарского разлома (данные ГСП МОВ) предполагается тектоническое сдвигание разреза верхней части коры. Лавы второго слоя и подстилающие их комплексы третьего слоя залегают на сейсмическом слое с инфраструктурой, характерной для лавовых комплексов второго слоя [57]. Протяженность тектонической границы между этими двумя литопластинами составляет несколько десятков километров вкрест простирания северного крыла разлома (рис. 11).

На юге Срединно-Атлантического хребта (20° ю.ш.) его гребень был прослежен профилем ГСП МОВ (рис. 12). Строение океанской коры на этом сечении рассмотрено в специальной работе [116]. Интерпретируемая сейсмическая картина



Рис. 11. Сейсмический разрез северного крыла Азоро-Гибралтарского разлома [57]

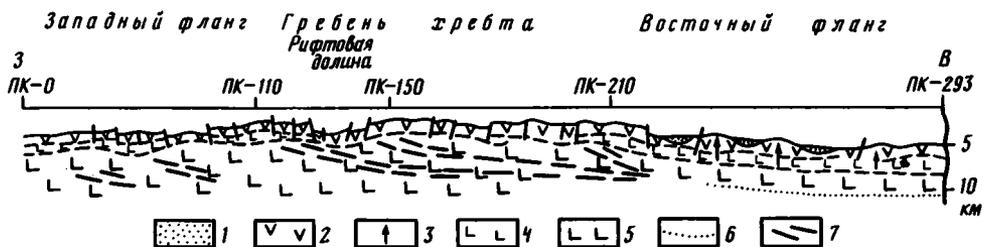


Рис. 12. Схематический разрез через Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:2

1 — слоистые осадки (первый геофизический слой); 2 — лавы верхней толщи (второй геофизический слой); 3 — вулканические постройки верхней толщи; 4 — сейсмически прозрачная вторая толща (дайки? габбро? расплав?); 5 — третья толща (полосчатое габбро?; третий геофизический слой); 6 — возможная геофизическая граница М; 7 — секущие отражающие площадки

характеризует довольно типичный для океанов разрез коры. Верхняя часть разреза сложена лавами (второй слой коры), ниже которых выделяется сейсмически прозрачный слой, отвечающий, по-видимому, дайковому комплексу (низы второго слоя). Этот слой распространен на флангах гребня хребта и выклинивается под самым гребнем и осевой рифтовой долиной. Ниже располагается слой со слабыми и непротяженными отражающими площадками, который, вероятнее всего, сложен габброидами (третий слой океанической коры). Для лав и даек второго слоя фиксируется нормальная система крутых разломов и блоковых структур, отвечающих картине симметричного спрединга и общего растяжения этой части коры. Разломы по обеим сторонам рифтовой долины круто наклонены к ней и представляют собой сбросы.

Совершенно иная картина наблюдается в третьем слое. Здесь установлены три крупные системы интенсивных и протяженных отражающих площадок, полого наклоненных в восточном направлении. Эти зоны и площадки секут инфраструктуру третьего слоя и фиксируют зоны деформаций, возможно, надвигового характера. Существенно, что такие зоны не выходят за пределы третьего слоя и не считаются со структурой вышележащего второго слоя, т.е. в данном случае мы имеем прекрасный пример тектонической расслоенности в пределах океанской коры. Второй слой характеризуется раздвижением в обе стороны от оси спрединга, а подстилающая литопластина — резко асимметричными с западной вергентностью пологими зонами тектонических нарушений. Структуры этой литопластины могут возникать как в процессе однонаправленного скупивания под хребтом, так и в процессе "расплющивания" третьего слоя и его утонения с образованием наклоненных в одну сторону систем деформаций и пластического течения. Важно подчеркнуть, что между вторым и третьим

слоями коры существует отчетливая структурная дисгармония, определяющая тектоническую расслоенность.

Во многих случаях геофизические методы позволяют выявить расслоенность океанской литосферы на разных ее уровнях значительно ниже, в пределах океанской мантии. По сейсмическим данным устанавливается ряд границ, с которыми связаны перепады скоростей сейсмических волн. В Ангольской котловине ниже поверхности М с обычными скоростями выделяется граница со скоростями 8,4—8,5 км/с (глубины от поверхности дна порядка 10 км) и на глубинах 20—30 км — граница со скоростями 8,7—8,8 км/с, с которой связаны преломленные и отраженные волны [38]. Аналогичные границы отмечаются и для Тихого океана, особенно в его западной части, где сейсмическая расслоенность наблюдается до глубин 250 км [173]. Природа этих границ неясна, но вполне возможно, что они отвечают глубоким границам тектонической расслоенности.

Существуют некоторые косвенные доводы в пользу дифференцированного перемещения литопластин в океанической литосфере. Анализ истории океанского спрединга убеждает, что рифтовые зоны или оси спрединга во времени перескакивают на некоторое расстояние вкострости простирающихся этих структур, например в Исландии (Срединно-Атлантический хребет), как показано в работах К. Саймундсона [245] и В.Г. Трифонова [151]. До раннего плиоцена ось спрединга располагалась в западной части острова. Примерно 3,5 млн лет назад она перескочила на севере Исландии на несколько десятков километров к востоку, а 1,5 млн лет назад эта новообразованная рифтовая зона распространилась на юг Исландии, тогда как прежняя, западная, рифтовая зона постепенно деградировала. В новообразованной восточной зоне формирование океанической коры происходит и в настоящее время.

Детальные исследования линейных магнитных аномалий в осевой части Срединно-Атлантического хребта по проекту Famous, а также и в Красноморском рифте [43] показали, что ось спрединга перескакивает на первые километры. Наблюдения, выполненные с помощью глубоководного фотографирования в Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоне и в Галапагосском рифте, также свидетельствуют о перескакивании рифтовой трещины в процессе спрединга. Иными словами, это явление отнюдь не исключительное, и с возрастанием детальности изучения появляется все больше подобных примеров.

Очень трудно предположить, что восходящая ветвь конвекции и мантийный диапир, пронизывающий всю литосферу, перемещались на несколько километров, обуславливая перескакивание близповерхностной оси спрединга. Такая картина объясняется проскальзыванием верхних оболочек литосферы (возможно, на уровне кора—мантия) относительно стабильной глубинной зоны магмовыделения.

Крупные поднятия внутри Тихого океана (поднятия Шатского, Хесса и др.) характеризуются утолщенной океанической корой (до 20 км и более), образующей глубокие корни этих поднятий. В низах коры выделяется мощный (до 10 км) слой с аномально высокими ($V_p = 7,3 \div 7,8$ км/с) скоростями сейсмических волн [143]. По мнению Е.Н. Меланхолиной, волновая картина коры поднятий лучше всего объясняется многократным тектоническим сдвиганием литопластин второго и третьего слоев океанической коры. Появление высокоскоростного нижнего слоя коры логично связать с тектоническим перемещением коровых и мантийных литопластин на границе коры и мантии [89]. Близкая трактовка предлагается для поднятия Онтонг-Джава на юго-западе Тихого океана [118].

Как видно из приведенного краткого обзора, данные по тектонической расслоенности литосферы современных океанов только начали появляться. Однако вместе с данными по тектонической расслоенности литосферы палеоокеанических структур они заставляют пересмотреть существующие представления о ее монолитности.

ГЕОДИНАМИКА РЕОЛОГИЧЕСКИ СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИ РАССЛОЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ И КОНЦЕПЦИЯ ДВУХЪЯРУСНОЙ ТЕКТониКИ ПЛИТ¹

*Трудности и перспективы концепции тектоники
литосферных плит*

Классическая теория тектоники литосферных плит, успешно объяснившая многие глобальные закономерности строения и эволюции литосферной оболочки Земли, столкнулась с серьезными трудностями при рассмотрении геологических процессов регионального масштаба. Это обстоятельство, впрочем, не было неожиданным, поскольку данная теория строилась в первую очередь как глобальная тектоническая концепция и просто не была приспособлена для описания региональных явлений.

Действительно, в первоначальном варианте теории литосферная оболочка представлялась в виде нескольких жестких (недеформируемых) плит, совершающих относительные горизонтальные движения по кровле пластичной астеносферы. Предположение о жесткости плит позволило применить простой аналитический аппарат для описания их взаимного перемещения, основанный на известной теореме Эйлера, что придало концепции тектоники плит количественный характер и впервые открыло перед теоретической геологией путь для постепенного превращения из описательной науки в точную научную дисциплину. С самого начала, однако, было ясно, что расчетная кинематическая картина движения совокупности литосферных плит, основанная на постулате их жесткости, представляет собой лишь грубую схематизацию реальной картины глобальных перемещений поверхностной оболочки Земли. Тем не менее, как показали многочисленные и разноплановые фактические данные, при описании глобальных горизонтальных движений литосферы с характерными масштабами в несколько тысяч километров построения тектоники плит являются адекватными, так что грубость исходных предположений находится в соответствии с уровнем точности и детальности анализа, который требуется при глобальном подходе.

Совершенно иная ситуация возникает, когда мы переходим к анализу региональных геологических процессов с характерным масштабом в сотни километров, поскольку требуемая точность тектонических построений возрастает с уменьшением масштабов рассматриваемых явлений. Те различные структурные элементы и неоднородности литосферы, а также внутриплитные движения и деформации, которые не учитывались, т.е. фактически осреднялись при глобальном анализе, выходят на передний план и становятся основными объектами исследования при рассмотрении тектонических процессов регионального масштаба. Попытки описать региональные процессы, оставаясь в рамках традиционной системы постулатов и методов тектоники плит, приводили к противоречиям, наиболее показательное из которых связано с последовательным делением основных плит на микроплиты при изучении тектонических процессов в крупных поясах сжатия литосферы. Например, в западном участке Альпийско-Гималайского подвижного пояса были выделены микроплиты размером 150—200 км, что сопоставимо с толщиной континентальной литосферы [224]. Разумеется, такие трехмерные тела неправомерно рассматривать как тонкие плиты (они, скорее, напоминают литосферные "кубики"), и, следовательно, к ним нельзя применять математический аппарат тектоники плит, вводя полюса относительного вращения микроплит и т.д.

¹ Данный раздел — одна из первых попыток создания физико-математической основы концепции тектонической расслоенности литосферы. В нем рассматривался лишь один уровень тектонического расслоения — низы земной коры. Геологическое обоснование упомянутого уровня дано в работах А.В. Пейве [105, 106] и Н.А. Богданова [14].

Следует подчеркнуть, что многие важные тектонические проблемы, такие, как проблема внутриплитных деформаций, механизм установления локального изостатического равновесия, сопровождаемого резким изменением мощности коры, контрастность вертикальных движений на платформах и т.д., не могут быть конструктивно исследованы и решены в рамках традиционных постулатов тектоники плит.

В этой связи возникает вопрос: каким образом и в каком направлении должна быть усовершенствована теория тектоники литосферных плит, чтобы она оказалась способной описывать не только глобальные, но и региональные тектонические процессы, в частности, внутриплитные деформации? В общем плане ответ на этот вопрос представляется вполне очевидным: необходимо перейти от упрощенных представлений о жестких и однородных литосферных плитах к систематическому изучению деформационных свойств физически неоднородной литосферы и анализу на этой основе различных типов деформаций и перемещений внутри литосферы. Следует заметить, что "статический" аспект данной проблемы (в частности, изучение изменчивости с глубиной реологических свойств горных пород, слагающих литосферу, геолого-геофизические исследования различного рода структур и неоднородностей коры и литосферы и т.д.) достаточно подробно рассматривался во многих публикациях, особенно в последнее десятилетие [11, 97, 98, 137, 174, 217]. Что касается "динамического" аспекта проблемы, заключающегося прежде всего в анализе деформаций и движений внутри литосферы, то на базе структурно-геологических методов исследования он активно разрабатывался в последние годы с позиций концепции тектонической расслоенности литосферы [14, 56, 105, 106, 115, 149, 151], составляющей основное содержание данной монографии.

Однако, несмотря на постоянное расширение и углубление наших представлений о внутренней структуре и сложном характере деформирования литосферной оболочки Земли, приходится констатировать, что до последнего времени все еще не была разработана адекватная геодинамическая модель литосферы, учитывающая современные фактические данные о реологических свойствах слагающих ее пород и последовательно описывающая внутриплитные деформации различного масштаба. С физико-математической точки зрения разработка такой модели означала бы построение следующего приближения в общей теории тектонических процессов, если в качестве первого приближения принять схему тектоники плит.

В настоящем разделе монографии, исходя из экспериментальных данных по реологии горных пород, описывается реальная картина реологической стратификации континентальной и океанической литосферы. Анализ этой картины позволяет механически обосновать и конкретизировать развитые качественные представления о тектонической расслоенности литосферы. С другой стороны, этот анализ логически приводит к формулировке новой концепции двухъярусной тектоники плит, являющейся фундаментальным обобщением классической концепции тектоники литосферных плит. Количественное описание различных процессов, происходящих в реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосфере, в первом приближении основывается на рассмотрении четырехслойной механической системы, включающей чередующиеся между собой относительно жесткие и пластичные слои коры и мантии.

Рассмотрим реологические свойства литосферы, исходя из экспериментальных данных по деформированию и разрушению различных горных пород, слагающих кору и мантийную часть литосферной оболочки Земли. Литосфера здесь понимается в реологическом смысле, т.е. как слой коры и верхней мантии, характеризующийся в среднем относительно высоким пределом прочности (текучести) и относительно низкой деформативностью среды по сравнению с нижерасположенным высокодеформативным астеносферным слоем.

Хорошо известно, что реологические характеристики геоматериалов зависят от многих факторов: в частности, от состава породы, температуры, окружающего (литостатического) давления, порового давления насыщающей жидкости (если порода находится в хрупко-дилатансионном или частично расплавленном состоянии), величины и скорости изменения напряжений и деформаций в среде и т.д. Отсюда следует, что реологические свойства литосферы должны меняться как в латеральном направлении, так и с глубиной в соответствии с изменением строения и состава коры и верхней мантии, а также в связи с изменением теплового и тектонического режимов литосферы при переходе от одного ее региона к другому.

Чтобы составить представление о реологической структуре литосферы в том или ином регионе Земли, необходимо установить распределение деформационно-прочностных параметров в геосреде (например, построить профиль изменения ее эффективной прочности или предела текучести с глубиной) для ряда модельных регионов с заданным составом, строением и тепловым режимом коры и верхней мантии, характерными для некоторых типичных геодинамических обстановок.

Решение этой фундаментальной задачи геодинамики в настоящее время стало возможным благодаря большому прогрессу, достигнутому в последнее десятилетие в экспериментальном изучении реологических свойств горных пород в различных P - T -условиях [179, 218, 224, 226, 231, 240, 249].

Наиболее часто используемой и широко трактуемой реологической характеристикой литосферы является так называемая эффективная прочность геосреды. Для области упругих деформаций и хрупкого разрушения это понятие в общем совпадает с принятым в механике определением прочности материалов. При пластическом течении геосреды ее эффективная прочность понимается в смысле предела текучести. Наконец, в условиях нелинейно-вязкого течения среды (ползучести) вводится понятие "криповой" прочности [241], определяемой как уровень девиаторных напряжений, при котором достигается заданная скорость деформирования среды, т.е. "криповая" прочность, по определению, зависит от скорости деформаций.

Рассмотрим на основе экспериментальных данных, как распределяется обобщенная эффективная прочность литосферы с глубиной. При низких температурах и давлениях хрупкое разрушение практически всех горных пород и скольжение вдоль существующих в них поверхностей разрывов подчиняется экспериментально установленному критерию кулоновского типа [159]

$$\sigma_1 - \sigma_3 \geq \beta \rho g z (1 - \lambda), \quad (1)$$

где σ_1 и σ_3 — максимальное и минимальное сжимающие напряжения; ρ — плотность геоматериала; g — ускорение силы тяжести; z — глубина; λ — отношение давления поровой жидкости к окружающему давлению; β — параметр, зависящий от типа разрушения и подвижки, принимающий значения: $\beta=3$ для надвига; $\beta=1,2$ для сдвига и $\beta=0,75$ для нормального сброса.

Поскольку верхняя холодная часть коры рассечена многочисленными трещинами и разломами различного масштаба, то неупругие макродеформации в ней осуществляются в основном путем скольжения по готовым поверхностям

Таблица 1. Свойства горных пород [241]

Порода	$A, \text{ГПа}^{-n} \text{с}^{-1}$	n	$Q, \text{кДж}\cdot\text{моль}^{-1}$	Порода	$A, \text{ГПа}^{-n} \text{с}^{-1}$	n	$Q, \text{кДж}\cdot\text{моль}^{-1}$
Соль	$5 \cdot 10^{16}$	5,3	102	Альбитит	$1,3 \cdot 10^6$	3,9	234
Гранит	5	3,2	123	Анортозит	$1,3 \cdot 10^6$	3,2	238
Гранит (влажный)	10^2	1,9	137	Кварцдиорит	$2 \cdot 10^6$	2,4	219
Кварцит	10^2	2,4	156	Диабаз	$3,2 \cdot 10^6$	3,4	260
Кварцит (влажный)	$2 \cdot 10^3$	2,3	154	Оливинит	$4 \cdot 10^{15}$	3,0	540

разрывов в соответствии с критерием (1). Существенная особенность критерия хрупкого разрушения и скольжения с трением (1) состоит в том, что определяемая им прочность среды линейно зависит от давления и практически не зависит от температуры.

Ситуация кардинально меняется при переходе к пластическому механизму деформирования среды и режиму ползучести (крипу). Экспериментально установленный закон стационарного течения при высоких температурах для большинства пород, слагающих кору и верхнюю мантию, имеет вид [218]

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-Q/RT), \quad (2)$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации; σ — разность напряжений ($\sigma_1 - \sigma_3$); R — газовая постоянная; T — температура; A , n и Q — материальные константы, которые слабо зависят от давления и температуры в интересующей нас области изменения величин в пределах литосферы.

В табл. 1 приведены значения параметров A , n , Q для ряда пород, входящих в состав континентальной коры, а также для оливина — главного компонента верхне-мантийной породы. Параметры всех геоматериалов, представленных в таблице, взяты из лабораторных экспериментов [218, 240]. "Влажные" породы содержат различные количества воды, в то время как остальные геоматериалы были предвзятительно осушены.

Геоматериалы в табл. 1 распадаются на четыре группы, различимые по параметру энергии активации Q . Соли очень пластичны и текут даже при температурах, соответствующих верхней части коры. Кварцсодержащие породы (гранит, кварцит), энергия активации которых $Q \approx 100-150$ кДж·моль⁻¹, мягче, чем плагиоклазсодержащие, средние и базитовые породы, которые имеют значение $Q \approx 200-250$ кДж·моль⁻¹. Ультрабазиты, содержащие, в основном, оливин, относятся к наиболее жестким породам.

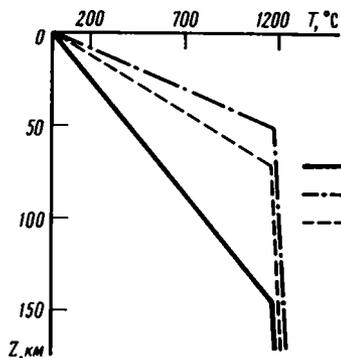
Чтобы построить профили изменения криповых напряжений с глубиной для некоторой характерной скорости деформирования геосреды, необходимо задаться конкретными геотермами в выражении (2).

Рассмотрим три различных модельных распределения температуры в коре и верхней мантии, отвечающих некоторым средним тепловым режимам, характерным для "холодной" континентальной, "горячей" континентальной и океанической литосфер. Соответствующие геотермы изображены на рис. 13 в виде линейных зависимостей температуры от глубины, поскольку нелинейные поправки вносят пренебрежимо малый вклад в выражение (2). "Холодная" геотерма описывает тепловой режим в стабильных континентальных регионах с мощностью литосферы около 150 км. "Горячая" геотерма соответствует областям тектонической активизации на континентах с сильно редуцированной литосферой мощностью около 50 км. "Средняя" геотерма отвечает океанической литосфере в абиссальных котловинах толщиной около 75 км.

Используя температурные зависимости на рис. 13, можно с помощью выражений (1) и (2) и табл. 1 построить распределения "обобщенной" прочности литосферы σ по глубине для разных вариантов строения и состава коры и верхней мантии при некоторой характерной фиксированной скорости деформирования геосреды, величина которой далее принимается равной $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{с}^{-1}$.

При построении реологических профилей литосферы с помощью соотношений (1) и (2) хрупкое или пластическое поведение геосреды на данной глубине определяется из сравнения величины прочности пород на хрупкое разрушение (1) с величиной "криповой" прочности (2). Если прочность среды на некоторой глубине при хрупком разрушении (1) оказывается меньше "криповой" прочности (2), то будет доминировать механизм деформаций путем скольжения с

Рис. 13. Распределение температуры в литосфере для различных регионов
1 — "холодная" геотерма для докембрийских щитов; 2 — "горячая" геотерма для областей тектонической активизации; 3 — "океаническая" геотерма для зрелой океанской литосферы



трением по поверхностям разрывов. В противоположном случае будет развиваться процесс ползучести среды (2). Последовательно вычисляя величины прочности из выражений (1) и (2) и сравнивая их друг с другом, можно таким образом построить единую реологическую кривую литосферы. Хотя в действительности хрупкопластический переход, т.е. переход от выражения (1) к соотношению (2), происходит постепенно, его "размытостью" в первом приближении можно пренебречь.

Рассмотрим теперь, следуя работе [241], реологические профили литосферы, рассчитанные по соотношениям (1) и (2) для разных модельных регионов. На рис. 14,а показан профиль обобщенной прочности литосферы с гранитной корой мощностью около 40 км в условиях "холодного" геотермического режима, характерного для докембрийских кратонов. Верхняя часть гранитной коры до глубины 20—25 км является хрупкой и высокопрочной, нижняя часть — пластичной и слабой. Верхние 30—40 км подкоревой оливиновой мантии попадают в область хрупкого состояния геосреды с высокой прочностью. При увеличении глубины материал становится пластичным и подвержен процессу ползучести с уменьшающейся криповой прочностью до величин порядка 1 МПа на подошве литосферы. Средняя прочность верхнего слоя коры и подкоревой части литосферы порядка нескольких килобар.

На рис. 14,б изображена кривая прочности для "холодной" континентальной литосферы с корой нормальной мощности, которая считается расслоенной на верхнюю гранитную часть толщиной около 20 км и нижнюю часть, имеющую, по предположению, базитовый состав. Из-за сравнительно высокой криповой прочности последней вся кора в целом становится более хрупкой, чем в предыдущем случае, и в ней возникают только весьма слабо выраженные тонкие пластичные слои на подошве верхней гранитной и нижней базитовой коры.

Следующий профиль (рис. 14,в) рассчитан для "холодной" континентальной литосферы с гранитной корой повышенной мощности около 60 км. Такая ситуация

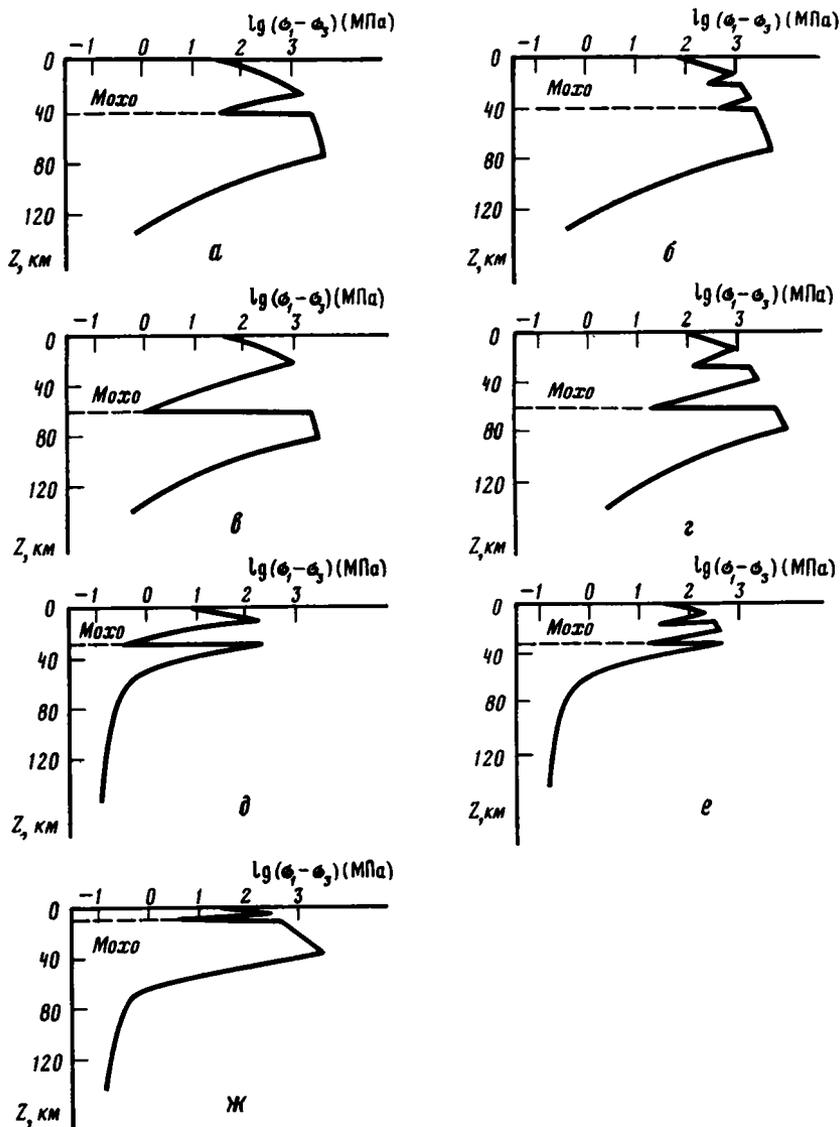


Рис. 14. Профили обобщенной прочности литосферы для различных вариантов ее строения, состава и теплового режима

a—г — "холодная" континентальная литосфера: *a* — с гранитной корой нормальной мощности, *б* — с гранитно-базитовой корой нормальной мощности, *в* — с гранитной корой повышенной мощности, *г* — с гранитно-базитовой корой повышенной мощности; *д—е* — "горячая" континентальная литосфера: *д* — с гранитной корой пониженной мощности, *е* — с гранитно-базитовой корой пониженной мощности; *ж* — зрелая океаническая литосфера с базальт-серпентиновой корой нормальной мощности

характерна для регионов мезозойско-кайнозойской континентальной коллизии, таких, например, как Тибетское плато или Тянь-Шань. Из-за увеличенной глубины границы Мохо слабый пластичный слой нижней части коры, окруженный высокопрочными хрупкими слоями верхней части коры и подкоревой мантии, является заметно более мягким, чем в соответствующей модели докембрийских кратонов (рис. 14, *a*).

На рис. 14,г показана кривая прочности для тех же условий, что и в предыдущем случае, за исключением принятого расслоения коры на верхнюю гранитную и нижнюю базитовую части. На расчетном профиле видны две зоны низкой криповой прочности: одна на глубинах 20—30 км и другая, в нижней части коры, на глубинах 40—60 км. Эти пластичные зоны отделяют два коровых и один мантийный хрупкие и прочные слои.

Перейдем к рассмотрению реологических профилей литосферы для "горячих" регионов. На рис. 14,д представлен профиль обобщенной прочности геосреды в литосфере с гранитной корой мощностью около 30 км в условиях "горячего" термического режима. Данная модель соответствует внутриплитным тектонически активным областям растяжения или сдвига на континентах, таким, как Провинция Бассейнов и Хребтов на западе США или зона разлома Сан-Андреас. Из распределения прочности видно (см. рис. 14,д), что хрупкий прочный слой ограничен верхней частью коры толщиной 10—15 км. Остальная часть литосферы является пластичной со скачком криповой прочности на границе Мохо. Эффект горячей геотермы сказывается в том, что низкая криповая прочность среды (около 1 МПа) достигается уже на глубинах 40—50 км, т.е. реологическая толщина литосферы в этом случае в 2—3 раза меньше реологической мощности континентальной литосферы в "холодных" условиях.

Рассмотрим аналогичную предыдущей модель "горячей" литосферы с континентальной корой, состоящей из верхнего гранитного и нижнего базитового слоев. Рассчитанный профиль прочности в этом случае (рис. 14,е) имеет два минимума, приходящиеся на области в низах гранитного и базитового слоев, которые отделяют два хрупких более прочных слоя коры. Геосреда в подкоровой мантии везде пластична со скачком прочности на границе Мохо.

Представляет большой интерес также реологический профиль для океанской литосферы. Рассмотрим модель зрелой океанской литосферы в абиссальной котловине с океанической корой мощностью около 7 км, состоящей из верхнего базальтового и нижнего серпентинитового слоев. Тепловой режим плиты описывается "средней" геотермой (рис. 13). Профиль обобщенной прочности, изображенный на рис. 14,ж, показывает достаточно выраженный минимум, приходящийся на нижнюю серпентинитовую часть коры, который обрамляется сверху хрупким базальтовым слоем коры и снизу также хрупкой подкоровой частью литосферы мощностью около 30 км. Нижняя часть литосферы является пластичной с уменьшающейся криповой прочностью, причем астеносферный уровень этой прочности около 1 МПа (около 10^7 дин/см²) достигается на глубине около 70 км.

Вышеизложенные реологические модели литосферы для регионов с различным строением и составом земной коры и разным тепловым режимом дают весьма приближенную идеализированную картину распределения по глубине прочностных и деформационных характеристик геосреды. Известная неопределенность такого рода построений обусловлена, с одной стороны, незнанием истинного состава коры и верхней мантии, а также неточностью принятого распределения температуры. С другой стороны, она может быть связана с ограниченной применимостью используемых в расчетах реологических соотношений (1) и (2) и неточностью определения входящих в них параметров. Тем не менее совершенно непреложным является главный факт, вытекающий из анализа реологии литосферы, а именно: ее реологическая стратификация с наличием слоев резко пониженной прочности геосреды в пределах земной коры, отделяющих более прочные и хрупкие области коры и литосферы. Отсюда следует, что под действием приложенных достаточно высоких нагрузок в литосфере могут возникать послойные дифференциальные движения, в частности, горизонтальные смещения верхних слоев коры относительно подстилающей мантии.

Таким образом, фундаментальное свойство реологической стратификации лито-

сферы является механической предпосылкой ее тектонического расслоения. В этом, по-видимому, и состоит физическая основа концепции тектонической расслоенности литосферы.

Концепция двухъярусной тектоники плит

Перейдем к анализу геодинамических и тектонических следствий полученной картины реологической стратификации литосферы. Наиболее общей и характерной ее особенностью является наличие внутри литосферы пластичного астенослоя (или нескольких астенослоев), приуроченного к нижней части континентальной коры. Этот коровый астенослой, имеющий повсеместное распространение (в океанических регионах он совпадает с нижним серпентинитовым слоем коры), должен играть в глобальной тектонике и геодинамике роль, аналогичную астеносфере. Осознание этого факта неизбежно, на наш взгляд, приводит к новой тектонической концепции, обобщающей концепцию тектоники литосферных плит [71]. Суть этой концепции, которую можно назвать двухъярусной тектоникой плит, заключается в следующем. Существуют два основных яруса и два масштаба проявления тектоники плит: литосферный и коровый. При описании глобальных горизонтальных движений поверхностной оболочки Земли с характерными масштабами в несколько тысяч километров работает нижний литосферный ярус системы, причем все расчеты и построения классической теории тектоники плит сохраняются. Однако при анализе региональных тектонических процессов с характерным масштабом в сотни километров детальность построений возрастает, и для адекватного описания этих процессов необходимо переходить к верхнему коровому ярусу геодинамической системы. В пределах этого яруса верхний хрупкий слой коры разбит на отдельные микроплиты размером в первые сотни километров. Эти коровые микроплиты (толщина которых мала по сравнению с линейными размерами, что, действительно, позволяет считать их тонкими плитами) способны перемещаться в горизонтальном направлении по подстилающему пластичному астенослою относительно мантийной части литосферы. К ним применимы стандартные кинематические построения тектоники плит, т.е. их относительные движения можно описывать с помощью соответствующих полюсов вращения. Верхний корово-плитный ярус в принципе работает аналогично нижнему литосферному ярусу. Главное отличие сводится к тому, что вместо процесса субдукции, происходящего при конвергенции литосферных плит, при сближении коровых плит развивается явление обдукции. Подчеркнем, что введение верхнего корового яруса в схему тектоники плит не сказывается на результатах глобального анализа движения литосферных плит, поскольку коровый ярус заметно активизируется главным образом в зонах столкновения крупных континентальных плит или в других областях высокой концентрации тектонических напряжений. С другой стороны, именно рассмотрение корового яруса системы позволяет преодолеть известные трудности и противоречия классической теории тектоники плит, с которыми она сталкивается при описании межплитных и вообще внутриплитных деформаций на континентах и в океанах.

Предложенная двухъярусная схема плитовой тектоники позволяет существенно расширить рамки применения плитотектонического анализа, в частности, обосновать правомерность расчетов кинематики движения микроплит по стандартной методике, имея в виду, конечно, верхний коровый ярус системы. Вместе с тем допускаемое в новой схеме горизонтальное проскальзывание коровых микроплит относительно подстилающей литосферы заставляет заново пересмотреть результаты кинематических расчетов для отдельных регионов [44, 224]. Анализ показывает, что те кинематические невязки, которые возникают при традиционном подходе, легко устраняются за счет введения компоненты относительного скольжения

корового яруса системы. Известно, например, что Индийская литосферная плита после столкновения Индии с Евразией, согласно океанологическим данным, продолжала двигаться на север относительно Евразии со скоростью около 4 см/год. В то же время данные континентальной геологии и геофизики свидетельствуют о заметно меньшей скорости движения п-ова Индостан на север к Евразии (около 2—3 см/год) [152]. Противоречие исчезает, если предположить, как сделано в работе [151], проскальзывание индийской литосферы под корой Индостана, что попутно решает и загадочную проблему "лишнего пространства", которая возникает в обычных реконструкциях [44].

Наряду с новыми возможностями, которые открывает схема двухъярусной тектоники плит в кинематическом анализе отдельных регионов, она позволяет дать совершенно новое геодинамическое объяснение известной совокупности явлений, наблюдаемых в зонах континентальной коллизии. Сюда, в частности, относятся утолщение земной коры, значительный подъем территории с образованием высоких плато и горных хребтов, повышенный тепловой поток, наличие аномальной мантии и т.д. Основная идея нового подхода к проблеме горообразования может быть наглядно проиллюстрирована с помощью рис. 15. Здесь для сравнения (рис. 15, а) показана традиционная плитотектоническая трактовка процесса утолщения (удвоения) коры и воздымания территории за счет поддвигания легкой континентальной коры Индостана под Евразию — весьма уязвимая с точки зрения механики схема. В рамках концепции двухъярусной тектоники плит механизм утолщения коры и подъема соответствующей территории связан с нагнетанием пластичного деформируемого вещества нижнего слоя коры ближе к зоне субдукции движущейся снизу литосферой, как показано на рис. 15, б. Из гидродинамического анализа следует, что при таком затягивании вязкого вещества нижней коры в зазор между более жесткими массивами верхней коры и мантии имеет место значительное утолщение "смазочного" слоя, сопровождаемое появлением больших вертикальных расклинивающих сил, с которыми и связано неравномерное воздымание территории и горообразование (рис. 15, б). Важно отметить, что в процессе деформирования нижнего слоя коры происходит диссипативный разогрев как самой коры, так и подстилающей мантии. Этот прогрев, с одной стороны, может вызвать плавление гранитов, сопровождаемое гранитоидным магматизмом, а с другой — возникновение так называемой аномальной мантии [3].

Представление о повсеместном распространении нижнекорового астенослоя в литосфере Земли позволяет понять геодинамическую природу контрастных вертикальных движений коры на континентах и механизм установления локального изостатического равновесия в коре, сопровождаемого резким изменением ее мощности ("корни" гор, "антикорни" депрессий). Подчеркнем, что в рамках традиционных представлений о нерасслоенной жесткой континентальной литосфере мощностью порядка 150—200 км невозможно объяснить наблюдаемую в природе достаточно тонкую изостатическую подстройку коры (например, по классической схеме компенсации Эри), так как кора, согласно этим представлениям, считается жестко впаянной в континентальную литосферу и, следовательно, неспособной смещаться относительно подстилающей мантии, в частности, утолщаться или утоняться снизу. Согласно новой тектонической концепции, мощность земной коры может меняться как за счет процессов денудации и осадконакопления, так и благодаря горизонтальному перетеканию вещества ее нижнего пластичного слоя, причем оба эти процесса тесно взаимосвязаны. Например, процесс денудации или стаивания ледниковых шапок будет вызывать приток вещества корового астенослоя в данный регион и изостатическое воздымание территории. Постгляциальные движения, таким образом, происходят не только за счет перетекания вещества астеносферы, как это обычно предполагается, но и благодаря перетоку вещества корового астенослоя.

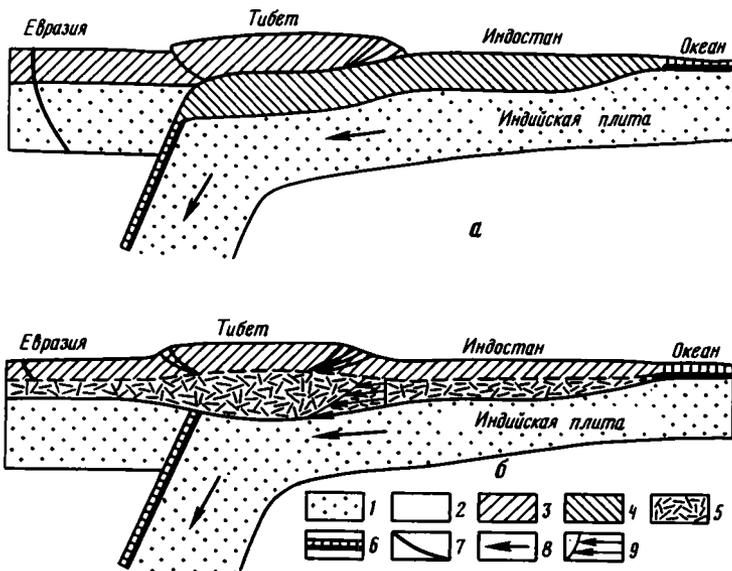


Рис. 15. Схема континентальной коллизии и горообразования

а — традиционная трактовка в рамках классической концепции тектоники плит; *б* — новая трактовка с позиций концепции двухъярусной тектоники плит и тектонической расслоенности литосферы

1 — мантийная часть литосферы; 2 — астеносфера; 3 — верхний высокопрочный слой континентальной коры; 4 — тот же слой в Индийской плите на рис. *а*; 5 — нижний пластичный слой континентальной коры; 6 — океаническая кора; 7 — разломы; 8 — направление движения литосферных плит; 9 — эпюра скоростей в континентальной коре

Другое важное приложение рассматриваемой геодинамической модели литосферы касается явления распространения тектонических волн на континентах, с которыми связывают миграцию сейсмической активности. Обычно эти волны считают следствием вязкоупругого взаимодействия литосферы и астеносферы [5, 50, 98, 194, 243]. С позиций концепции тектонической расслоенности литосферы и двухъярусной тектоники плит должны существовать два масштаба и два уровня распространения тектонических волн: коровый и литосферный. При этом миграция сейсмоактивности, по-видимому, связана с коровым ярусом системы, так как именно в нем сосредоточена подавляющая часть землетрясений на континентах.

Очевидно, что схема двухъярусной тектоники плит эффективно работает и в океанических областях в силу развития в низах океанской коры пластичного серпентинитового слоя [72]. На ее основе объясняется явление тектонического скучивания коровых пластин в условиях сжатия [14, 115]. В качестве характерных примеров структур, возникших в результате обдукционного скучивания, можно привести хребт Горриндж, расположенный на восточном участке Азоро-Гибралтарской сеймотектонической зоны, и хребт Ширшова в Беринговом море. Точно также двухъярусная схема позволяет объяснить рассеянные внутриплитные деформации океанской коры, развивающиеся, например, в Центральной котловине Индийского океана [67] или в Бенгальском заливе [144].

Механизм рассеянных "волновых" деформаций и скучивания океанской коры в условиях бокового сжатия связан с развитием изгибающей неустойчивости верхнего упругого габбро-базальтового слоя коры, подстилаемого пластичным серпентинитовым астенослоем. Большие изгибные деформации верхнего слоя коры в конце концов могут привести к его разрушению и разбиению на ряд коровых пластин. В дальнейшем обособившиеся коровые пластины под действием

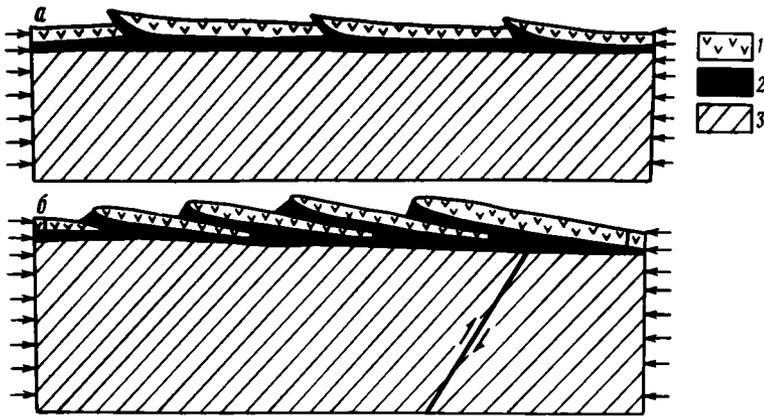


Рис. 16. Начальная (а) и зрелая (б) стадии разрушения и надвигообразования океанской коры
 1 — габбро-базальтовая часть коры; 2 — серпентиниты; 3 — литосфера

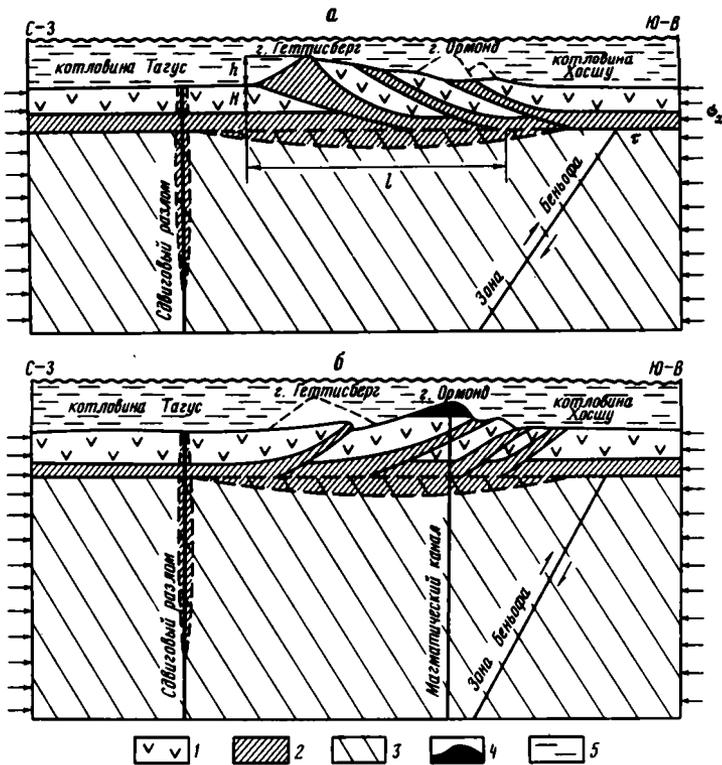


Рис. 17. Разрезы через южную (а) и северную (б) части покровно-надвигового образования хребта Горриндж

1 — габбро-базальты; 2 — серпентиниты; 3 — литосфера; 4 — щелочные базальты; 5 — вода океана

сжатия будут смещаться по пластичному серпентинитовому основанию и наползать друг на друга, образуя чешуйчатую систему надвигов (рис. 16). Именно таким путем, по всей видимости, был сформирован хребет Горриндж (рис. 17).

Отметим еще несколько важных следствий предложенной тектонической схемы. Выше уже говорилось о диссипативном разогреве среды при движении коровых пластин, в результате чего может начаться процесс плавления пород коры (например, легкоплавких "влажных" гранитов), т.е. должно иметь место явление "коллизонного" магматизма. Кроме того, поскольку при движении коровых плит нагревается не только сама кора, но и нижележащие слои мантии, то есть основания предполагать, что области аномальной мантии могут быть связаны с местным диссипативным разогревом среды. Аналогичная ситуация возникает и в океанических областях: именно диссипативным разогревом пластичного серпентинитового слоя коры можно объяснить резко повышенные тепловые потоки в Центральной котловине Индийского океана.

Наконец, с позиций двухъярусной тектонической схемы становится понятен механизм отторжения и аккреции чужеродных "экзотических" блоков (террейнов) на континентальных окраинах. Поскольку эти коровые блоки-террейны "сидят" на пластичном основании, отделяющем их от более жесткой мантийной среды, то при любой коллизии они легко отслаиваются от подстилающей литосферы и "припаиваются" друг к другу или к континентальной окраине.

В этом разделе мы провели качественное обсуждение ряда важных геологических процессов с позиций концепции двухъярусной тектоники плит, основанной на представлениях о реологической стратификации и тектонической расслоенности литосферы. Для количественного анализа этих процессов, очевидно, необходимо иметь соответствующие базовые математические модели. Некоторые из них кратко описываются в следующем разделе.

Геодинамические модели взаимодействующих слоев коры и литосферы

Из сказанного выше ясно, что наиболее простая геодинамическая модель литосферы, разумно идеализирующая ее реологическую структуру, должна включать четыре взаимодействующих между собой слоя: 1) верхний жесткий (или упругий) слой коры высокой прочности; 2) нижний текучий вязкодеформируемый слой коры; 3) достаточно прочную и жесткую подкоровую мантийную часть литосферы; 4) вязкодеформируемую астеносферу. Верхний слой коры в зависимости от изучаемого процесса считается либо жестким (разбитым на блоки или микроплиты), либо упругодеформируемым. Нижний пластичный слой коры и астеносфера, строго говоря, должны описываться реологическим законом ползучести (2). Однако для целей приближенного геодинамического анализа можно упростить ситуацию и описывать коровый астенослой и астеносферу в рамках реологической модели обычной вязкой жидкости.

Рассмотрим следующую математическую постановку задачи. Пусть имеется вязкодеформируемый коровый астенослой переменной толщины, перекрытый сверху разбитой на жесткие блоки (или упругой) оболочкой коры и подстилаемый снизу движущимися в горизонтальном направлении жесткими литосферными плитами (рис. 18). Введем следующие обозначения: h , H — соответственно толщина нижнего и верхнего слоев коры; η , ρ — вязкость и плотность нижней коры; ζ — вертикальное смещение верхнего слоя коры; s — величина утонения и утолщения верхнего слоя коры в результате эрозии или осадконакопления; \vec{u} , \vec{v} — горизонтальные скорости соответственно верхнего слоя коры и подстилающей литосферы; $\vec{w} = \vec{u} - \vec{v}$; g — ускорение силы тяжести; p' — избыточное негидростатическое давление в коровом астенослое, обусловленное течением его вещества.

Для тонкой деформируемой верхней оболочки коры, находящейся под дей-

ствием поверхностной нагрузки, архимедовой выталкивающей силы и поперечной силы p' , имеет место соотношение

$$p' = \rho g \zeta + \rho_1 g s + \hat{L} \zeta, \quad (3)$$

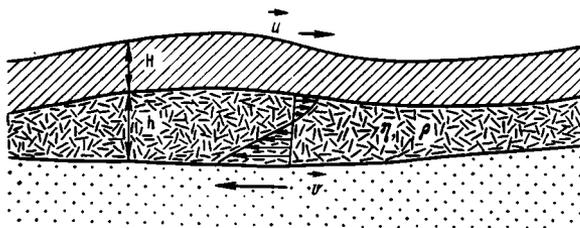
где \hat{L} — некоторый интегродифференциальный оператор, зависящий от реологических свойств верхнего слоя коры; ρ_1 — плотность осадков.

Интегрируя уравнения гидродинамики для тонкого слоя вязкой несжимаемой жидкости (при малых числах Рейнольдса) с граничными условиями прилипания на подошве и кровле слоя, будем иметь следующее эволюционное уравнение [9]:

$$\partial \zeta / \partial t - (1/12\eta) \operatorname{div} [h^3 \operatorname{grad} p'] = -(1/2) \vec{w} \operatorname{grad} h - (1/2) h \operatorname{div} \vec{w}. \quad (4)$$

Рис. 18. Схема взаимодействия жесткого и пластичного слоев коры между собой и с подстилающей мантийной частью литосферы

Условные обозначения см. на рис. 15



Чтобы замкнуть систему уравнений (3) и (4), необходимо конкретизировать выражение для оператора \hat{L} . При этом могут представиться различные случаи, связанные с разной структурой и реологией верхнего слоя коры. Если этот слой разбит на небольшие блоки, размер которых значительно меньше масштаба гидродинамического возмущения, то, пренебрегая сцеплением между блоками при их вертикальных смещениях, можно положить $\hat{L} = 0$. Тогда система (3) и (4), с учетом условия изостазии $\rho \zeta = (\rho_m - \rho) \Delta h$ (где ρ_m — плотность мантии; Δh — отклонение толщины нижнего слоя коры от ее среднего значения), сведется к уравнению

$$\partial(\Delta h) / \partial t - ((\rho_m - \rho) g / 12\eta) \operatorname{div} (h^3 \operatorname{grad} \Delta h) = -(1/2) \vec{w} \operatorname{grad} h - (1/2) h \operatorname{div} \vec{w}. \quad (5)$$

Данное уравнение описывает изменение толщины коры во времени и пространстве в результате горизонтальных относительных движений, происходящих в тектонически расслоенной литосфере. Рассмотрим физический смысл отдельных членов уравнения (5). Второй член левой части уравнения описывает процесс выравнивания неоднородностей толщины коры за счет растекания вещества от областей повышенной мощности слоя к областям его пониженной мощности. В противоположность этому второй член правой части уравнения описывает источник, создающий и поддерживающий неоднородности толщины коры. Например, если подстилающие кору литосферные плиты сходятся в коллизионном поясе сжатия, то этот член представляет собой положительный источник, ответственный за утолщение коры и общее воздымание территории, происходящее в результате нагнетания вязкодеформируемого вещества коры в область конвергенции плит, как это изображено на рис. 15. Произведем оценки характерных величин. В частности, оценим время t^* , за которое толщина нижнего слоя коры может увеличиться вдвое. Из (5) имеем приближенное соотношение

$$\Delta h \sim (1/2) h w t^* / l. \quad (6)$$

Пусть первоначальная толщина нижнего слоя коры составляет $h \approx 20$ км; скорость сближения литосферных плит $w \approx 4$ см/год; масштаб зоны конвергенции $l \approx 500$ км. Тогда из (6) следует, что утолщение нижнего слоя коры вдвое (т.е. $\Delta h \approx 20$ км) происходит примерно за время около 15—20 млн лет. Это хорошо согласуется с временем развитой фазы коллизии между Индостаном и Евразией.

Оценим теперь время выравнивания неоднородностей толщины коры из приближенного соотношения

$$t^* \approx 12\eta l^2 / (\rho_m - \rho)gh^3. \quad (7)$$

Величину эффективной вязкости коры можно оценить, исходя из соотношения (2) и построенных профилей на рис. 14, что даст значение порядка 10^{21} П. Подставляя в соотношение (7) характерные значения входящих параметров ($\rho_m - \rho \approx 0,5$ г/см³; $g \approx 10^3$ см/с²; $\eta \approx 10^{21}$ П; $l \approx 500$ км; $h \approx 30$ км), получим, что характерное время рассасывания неоднородностей толщины нижнего слоя коры около 100 млн лет. Полученная оценка времени выравнивания неоднородностей коры сопоставима с характерным временем их генерации.

Отсюда следует, что горообразование является динамичным процессом, обусловленным конвергенцией литосферных плит в коллизионных поясах сжатия. После прекращения или резкого замедления конвергенции плит начинает доминировать процесс выравнивания (растекания) неоднородностей толщины коры и постепенного опускания территории. Проведенный анализ показывает, что концепция тектоники плит в ее модифицированном варианте с учетом тектонической слоенности литосферы является самодостаточной при объяснении процессов горообразования и не требует привлечения каких-то дополнительных или альтернативных [2] гипотез для описания этих процессов.

Вернемся к исходной системе уравнений (3), (4) и рассмотрим некоторые типичные выражения для оператора \hat{L} , соответствующие разным реологическим моделям верхнего слоя коры. Для чисто упругого слоя имеем $\hat{L} = D_e \Delta^2$, где $D_e = EH^3/12(1-\sigma^2)$ — цилиндрическая жесткость; E — модуль Юнга; σ — коэффициент Пуассона; Δ — оператор Лапласа.

Можно рассмотреть также вязкую реологическую модель верхнего слоя коры. Тогда $L = D_v \Delta d/dt$, где $D_v = 1/3\eta_0 H^3$ — вязкий аналог цилиндрической жесткости; η_0 — коэффициент вязкости слоя, причем $\eta_0 \gg \eta$.

Наконец, имеет смысл вязкоупругая схема, для которой $\hat{L} = D_e \Delta^2 \hat{D}$, где \hat{D} — зависящий от времени интегродифференциальный оператор, входящий в реологическое уравнение для вязкоупругого тела.

Рассмотрим теперь другой важный класс тектонических процессов, обусловленных взаимодействием верхнего упругого слоя коры с подстилающим вязким коровым астенослоем. Такое взаимодействие может порождать специфические тектонические волны, распространяющиеся в геосреде со скоростями, лежащими в широком диапазоне от десятков метров до десятков километров в год. Впервые эти волны теоретически были исследованы Эльзассером [194] применительно к системе литосфера—астеносфера. В дальнейшем этой проблеме было посвящено большое число работ [50, 98, 243], в которых также исследовались различные варианты взаимодействия литосферы и астеносферы.

Изложенная здесь модель реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы позволяет сформулировать проблему тектонических волн для верхнего корового яруса системы. Рассмотрим однородный упругий слой коры, лежащий на однородном вязком коровом астенослое. Нижняя граница вязкого слоя считается непроницаемой и неподвижной. Между слоями имеет место прилипание вещества. Опуская громоздкий вывод системы связанных уравнений в слоях, выпишем окончательный результат в виде двух уравнений для осредненных по вертикальному сечению компонент горизонтальных смещений в верхнем слое коры, а именно для соленоидальной $u_i^{(s)}$ и потенциальной $u_i^{(p)}$ компонент [50]:

$$(EhH/\eta)\nabla^2 u_i^{(s)} = \partial u_i^{(s)} / \partial t; \quad (8)$$

$$(2EhH/\eta(1-\sigma))\nabla^2 u_i^{(p)} = \partial u_i^{(p)} / \partial t + (1/2\eta)(\rho g \zeta_{,i} + D^* \zeta_{,i}). \quad (9)$$

Здесь все обозначения величин прежние; запятая перед индексом обозначает

дифференцирование по соответствующей координате; $i = 1, 2$; $x_1 = x$, $x_2 = y$ — координаты в плоскости слоев; ∇ — оператор дифференцирования.

Уравнения (8) и (9) описывают поперечные и продольные тектонические волны в континентальной коре, которые в отличие от чисто упругих являются затухающими волнами. Оценим скорость распространения этих волн из (8). Время распространения возмущения $t \approx L^2/k$, где L — расстояние от источника возмущения; $k = EhH/\eta$ — коэффициент "диффузии" тектонических волн. Подставляя характерные значения параметров, $E \approx 10^{12}$ дин/см²; $h \approx 20$ км; $H \approx 20$ км; $\eta = 10^{21}$ П, получим, что расстояние $L \approx 100$ км волна проходит за время порядка тысячи лет. Такие скорости тектонических возмущений действительно наблюдаются в континентальной коре, например, при деформациях, вызванных таянием ледников. Это дает основание полагать, что мелкомасштабные постгляциальные движения обусловлены вязкоупругим взаимодействием верхнего и нижнего слоев коры и могут быть описаны с помощью рассматриваемой здесь модели. При более быстрых возмущениях среды, связанных с распространением сейсмической активности в коре, скорости деформаций становятся на несколько порядков выше, и эффективная вязкость геосреды в соответствии с нелинейным законом (2) значительно уменьшается, достигая значений порядка $\eta \approx 10^{17}$ П, характерных для данного класса тектонических волн.

Рассмотрим теперь один показательный пример приложения разработанной модели к проблеме внутриплитных деформаций океанской коры. Выше отмечалось, что начальная стадия деформации коры под действием бокового сжатия связана с развитием изгибной неустойчивости верхнего упругого габбро-базальтового слоя, лежащего на пластичном серпентинитовом слое, играющем роль винклеровского основания. Уравнение для вертикальных смещений коры w в этом случае имеет вид

$$D(d^4 w/dx^4) + Q(d^2 w/dx^2) + (\rho_s - \rho_b)gw = 0, \quad (10)$$

где D — цилиндрическая жесткость; ρ_s , ρ_b — соответственно плотности серпентинитов и воды; Q — боковая сила; x — горизонтальная координата. Будем искать решение уравнения (10) стандартным путем в виде синусоидальной моды:

$$w = w_0 \cdot \sin(2\pi/\lambda)x. \quad (11)$$

Подставляя пробное решение (11) в уравнение (10) и производя ряд преобразований, найдем выражение для минимального (критического) бокового усилия $\sigma_{кр}$, под действием которого плоский слой коры теряет устойчивость и изгибается:

$$\sigma_{кр} = [EH(\rho_s - \rho_b)g/3(1 - \sigma^2)]^{1/2} \quad (12)$$

Подставляя в формулу (12) характерные значения входящих параметров, в частности, $H \approx 3$ км (толщина верхнего упругого слоя коры), получаем $\sigma_{кр} \approx 3,5$ кбар. Эта оценка показывает, что изгибная неустойчивость габбро-базальтовой коровой пластины будет развиваться только в условиях сильного тектонического сжатия.

Длина волны, соответствующая первой гармонике возмущения, определяется из выражения

$$\lambda_{кр} = 2\pi[EH^3/12(1 - \sigma^2)(\rho_s - \rho_b)g]^{1/4} \quad (13)$$

Подставляя в эту формулу те же значения параметров, что и прежде, находим $\lambda_{кр} \approx 40$ км. Таким образом, характерный линейный размер развития неустойчивости, с которым в конечном счете связано разрушение структуры слоя, составляет около 40 км.

Выполненные расчеты приводят к заключению, что в обстановке значительных сжимающих напряжений океанская кора в процессе развития изгибной неустойчивости должна разрушаться на отдельные сегменты размером около 40 км (см. рис. 16). После разрушения корового слоя возникшие пластины под действи-

ем бокового сжатия начинают скользить по серпентинитовому основанию, двигаясь друг на друга и формируя таким путем типичные покровно-надвиговые структуры океанского дна (см. рис. 16, 17), которые морфологически могут выражаться в виде подводных хребтов, возвышенностей, плато и других положительных форм рельефа.

В заключение данного раздела необходимо сказать следующее. Почти два десятилетия параллельно и в известной степени изолированно друг от друга развивались две мобилистские концепции: концепция тектоники литосферных плит, получившая мировое признание, и концепция тектонической расслоенности литосферы, развивавшаяся преимущественно в СССР [105, 149]. Долгое время эти концепции противопоставлялись друг другу, подчеркивая слабые места и трудности каждой стороны. В частности, сторонники концепции ТРЛ постоянно указывали на то, что исходные представления тектоники плит (о жесткости, прочности и реологической однородности крупных литосферных плит) находятся в противоречии с наблюдаемыми в природе разнообразными деформациями и неоднородностями коры и верхней мантии. Сторонники концепции тектоники плит, в свою очередь, подчеркивали отсутствие в построениях их оппонентов физически ясного механизма движения и тектонических деформаций земной коры и чисто качественный характер описания геологических процессов.

Приведенные в этом разделе экспериментальные данные по реологической стратификации литосферы и основанные на них новые тектонические и геодинамические построения показывают, что между концепциями тектоники литосферных плит и тектонической расслоенности литосферы на самом деле нет глубоких противоречий. Более того, их взаимопроникновение является чрезвычайно плодотворным для развития геологической науки. Сейчас, по-видимому, наступил этап нового крупного синтеза идей и создания общей геодинамической теории, объединяющей концепции тектоники литосферных плит и тектонической расслоенности литосферы. Рассмотренная здесь схема двухъярусной тектоники плит и геодинамические модели реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы представляют собой первый шаг в этом направлении. В дальнейшем, очевидно, необходимо будет усложнять эти построения, последовательно рассматривая все более мелкомасштабные неоднородности и деформации различных слоев коры и литосферы, включая деформации осадочного чехла. В таком развитии общей теории тектонических процессов классическая концепция тектоники литосферных плит должна рассматриваться как первое (глобальное) приближение теории, описанная здесь схема двухъярусной тектоники плит — как второе (региональное) приближение и т.д.

Глава 2

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ КРУПНО- И СРЕДНЕМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Современное представление о строении офиолитового комплекса было заложено в трудах австрийского геолога Г. Штейнмана [250, 251], который на примере офиолитов Лигурии в Италии показал, что в Альпийской складчатой области постоянно присутствует повторяющаяся ассоциация, состоящая из ультраосновных (серпентинизированные перидотиты), основных (габбро, диабаз-спилиты) и осадочных (радиоляриты) пород. Прекрасная сводка по породам этой ассоциации недавно была дана Р. Колманом [59]. Термин "офиолит" первоначально использовался А. Броньяром для обозначения серпентинитов. Само слово "офиолит" происходит от греческого корня *οφι*, что означает "змея", поскольку серпентиниты, особенно рассланцованные, имеют пятнистый, зеленый и блестящий внешний вид. Эти породы вызвали одинаковую ассоциацию у геологов разных стран. Во Франции они были названы серпентинитами (*serpent* — змея), а уральские рудознатцы окрестили их змеевиками. В дальнейшем термин офиолит был перенесен Г. Штейнманом на целую группу пород, который придал термину генетический смысл со следующим определением: «Название "офиолиты" следует использовать для обозначения лишь тесной ассоциации родственных ультраосновных пород с неизменной главенствующей ролью перидотитов (серпентинитов) и с подчиненными количествами габбро или норитов, диабазов, спилитов и близких к ним пород. Этот термин не следует использовать для определения ассоциаций, в которые входят только диабазоподобные породы, хотя бы и вполне сходные по составу и структуре» (по [59. С. 10]).

Изолированные перидотитовые массивы (например, Лерц в Пиренеях или Ронда в Бетских Кордильерах Испании), одиночные массивы габбро (Норильск) или даже их цепочки (Уральский платиноносный пояс), а также мощные толщи базальтов, часто встречающиеся в складчатых поясах и залегающие внутри разреза осадочных серий, никакого отношения к офиолитам не имеют.

Исследования пород офиолитовой ассоциации, проведенные во внутри- и окраинно-континентальных складчатых зонах за последние 20 лет, привели геологов к двум очень важным выводам.

1. Породы офиолитовой серии всегда находятся в аллохтонном залегании и формируют гигантские по протяженности и по масштабам перемещения тектонические покровы или фиксируют собой зоны сутур.

Офиолитовые аллохтоны в настоящее время описаны во многих складчатых системах Земли. На территории СССР они известны в Карпатах, на Большом и Малом Кавказе, на Урале, в Казахстане, Тянь-Шане, Западном и Восточном Саяне и вдоль всего западного обрамления Тихого океана. Примерами офиолитовых сутур может служить зона сочленения системы Понтид и Центральной

Анатолии, Внутреннего Загроса и Центрального Ирана, линия Цангпо-Инд-Кохистан, а на территории СССР зона Главного Уральского разлома, Рушанско-Пшартская на Памире, Южно-Ферганская зона в Тянь-Шане и Севано-Гератагская на Малом Кавказе.

2. Офиолиты обладают определенной "псевдостратиграфией", т.е. в вертикальном разрезе породы этого комплекса всегда располагаются в определенной последовательности, отражающей историю формирования этой серии.

Это обстоятельство послужило основанием считать, что в полной офиолитовой серии снизу вверх представлены следующие группы пород [172]: 1) в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) с текстурами тектонитов; 2) габброидный комплекс, обладающий в основании структурами кумулятов, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами; 3) комплекс параллельных даек основного состава; 4) вулканический комплекс основного состава, сложенный обычно подушечными лавами.

Это современное определение офиолитового комплекса весьма близко к таковому Г. Штейнмана, которое было дано в начале нашего века.

Следует отметить, что вышеприведенное определение основано на реальном существовании подобного типа разрезов, которые изучили Л. Дюбертре [192] в Турции и Сирии и Ж. Брюнн [182] в Греции. Когда же к этим описаниям прибавились данные по массиву Троодос (Кипр) и покрову Семайл (Оман), где последовательность и набор пород в офиолитовой ассоциации аналогичны Греции, Турции и Сирии, то геологи стали считать подобные разрезы типичными для любых офиолитовых серий вне зависимости от их возраста и первичного структурного положения. Предполагалось, что неполнота разрезов этой ассоциации в том или ином районе является вторичной и связана с более поздними тектоническими причинами, которые привели к кажущемуся исчезновению из офиолитового разреза того или иного его члена. Такая точка зрения также основана на реальных полевых наблюдениях, которые говорят о том, что породы офиолитового комплекса часто подвергнуты очень сильной тектонической переработке, в результате которой формируется "разрозненный" (dismembered) офиолитовый комплекс (присутствуют все члены офиолитовой ассоциации, но их первичные взаимоотношения нарушены разрывами) или серпентинитовый меланж (см. ниже).

Однако существуют и изначально различные типы офиолитовых разрезов и уже в настоящее время можно выделить их ряд, в котором та или иная часть разреза первично отсутствует или имеется в сильно редуцированном виде [219]. Кроме того, в ряде офиолитовых разрезов присутствуют специфические породы (например, офиолитокластовые брекчии), которые совсем не учитывались ни в определениях офиолитовой ассоциации Г. Штейнманом, ни в решении Пенроузской конференции.

Сделанные выше два заключения основаны на исследовании офиолитовой ассоциации внутри- или окраинно-континентальных складчатых зон. Интенсивные исследования океанов, проведенные за последние 25—30 лет, позволяют сделать и третий вывод: породы, слагающие дно океанов и их окраин, идентичны породам офиолитовой ассоциации внутри- и окраинно-континентальных складчатых зон. Из этого следует необычайно важное следствие глобального характера: офиолиты внутриконтинентальных складчатых зон представляют собой реликты коры океанического типа, или, другими словами, на месте этих складчатых поясов некогда находились области с корой океанического типа неопределенной ширины (см. "Палинспастические и палеотектонические реконструкции покровно-складчатых сооружений"), уничтоженные в процессе сближения их континентальных бортов и шарьированные на их края. Именно поэтому офиолиты представляют собой один из самых доказательных примеров тектонического расслаивания литосферы.

Рис. 19. Сводная колонка офиолитового комплекса покрова Семайл (Оман) по: [211]

1 — надгруппа Хаджир (шельфовые и платформенные карбонатные отложения средней перми — позднего мела); 2 — покров Хавасина (пермь или триас—поздний мел: главным образом обломочные известняки, радиолариты и меланж); офиолитовый покров Семайл: 3 — метаморфические породы (амфиболиты, метакремни, зеленые сланцы, филлиты), 4 — гарцбургиты — тектониты с подчиненным количеством дунитов, 5 — кумулятивные дуниты, 6 — кумулятивные полосчатые габбро с горизонтами меланократового габбро и верлитов и меланократовых габбро, 7 — кумулятивные массивные габбро, 8 — верлитовая зона в кровле кумулятивного габбро, 9 — верхнее (некумулятивное) габбро, 10 — плагиограниты, 11 — диабазовый комплекс "дайка в дайке", 12 — массивные и подушечные базальты

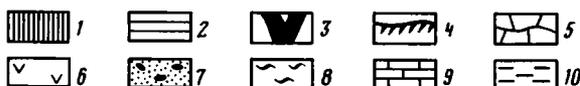
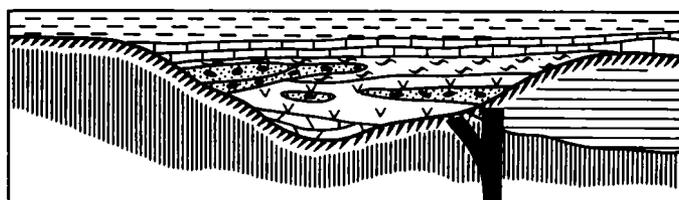
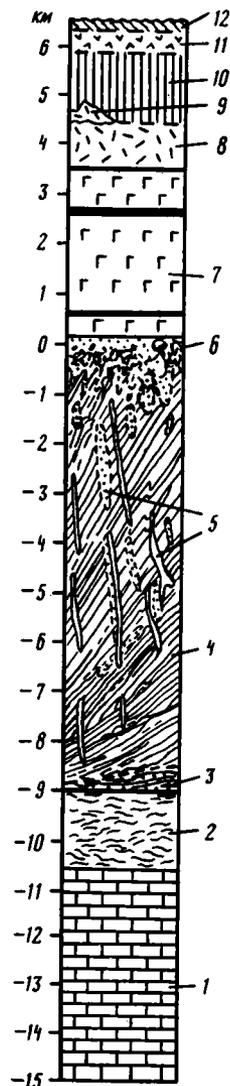


Рис. 20. Сводный разрез офиолитов Лигурийского типа [54]

1 — лерцолиты и серпентиниты; 2 — расслоенный комплекс и габбро; 3 — диабазовые дайки; 4 — офикальциты и брекчи в кровле лерцолитов и габбро; 5 — брекчи в основании осадочно-вулканогенного разреза; 6 — базальты; 7 — брекчи внутри осадочного и вулканогенного разреза; 8 — яшмы (титон); 9 — известняки с кальпионеллами (титон—берриас); 10 — сланцы Лаванья (нижний мел)

Поскольку безграницная (океаническая) кора характерна для разных структур земного шара, таких, как собственно океаны, окраинные моря, энзиматические островные дуги и межконтинентальные рифты типа Красного моря, то изучение внутреннего строения офиолитовой ассоциации того или иного района в принципе должно дать ответ на вопрос, в какой из вышеперечисленных структур он был рожден. Таким образом, офиолиты приобретают необычайно важное значение при палеогеодинамических реконструкциях и являются как бы своеобразным их маркером. Этому вопросу в литературе посвящено много как чисто геологических, так и петролого-геохимических работ [54, 134, 176, 219, 238, 244 и др.].

Выше мы уже говорили о том, что разные члены офиолитового комплекса могут сочетаться между собой в разных соотношениях, часть их может находиться в сильно редуцированном виде или вообще отсутствовать в конкретном обнажении, районе или тектонической зоне. По этому принципу может быть выделено несколько типов разрезов [219]. В настоящей работе мы остановимся на описании трех наиболее полно и хорошо исследованных типов разреза офиолитовой ассоциации, на примере которых можно показать три разных типа палеогеодинамических обстановок, в которых были сформированы офиолитовые разрезы.

Оманский тип (рис. 19) характеризуется полным и непрерывным разрезом офиолитовой ассоциации, который был сформирован в два этапа в относительно короткий промежуток времени.

В основании разреза располагаются мантийные тектониты — гарцбургиты, достигающие мощности 9 км (Оман). Гарцбургиты сменяются мощной расслоенной серией, полосчатыми оливиновыми габбро и габбро-норитами. Верхняя часть габброидного разреза представлена изотропными амфибол-клинопироксеновыми габбро, феррогаббро и роговообманковыми диоритами. Прекрасно представлен и комплекс "дайка в дайке" (1,5—2 км в Омানে), прорванный небольшими телами плагиогранитов. Внутри вулканогенных серий выделяются два комплекса, первый из которых имеет осевой, а второй внеосевой характер (ниже). Считается, что весь этот разрез был сформирован в сеноман-туронское время, т.е. в течение 16 млн лет (по данным абсолютных датировок и находкам микрофауны).

Для Лигурийского типа (рис. 20) характерен неполный разрез офиолитового комплекса, формирование отдельных членов которого разделено перерывами, относительно длительное время формирования и присутствие внутри разреза офиолитовой ассоциации своеобразных осадочных брекчий.

Основание разреза сложено мантийными тектонитами — лерцолитами. Они прорываются небольшими массивами габбро, среди которых встречаются мало мощные магнезиальные кумуляты, а также массивы феррогаббро, ферродиоритов и плагиогранитов. Возраст плагиогранитов или тоар — бат [177] или верхний триас [183]. Все эти породы пересекаются редкими роями диабазовых даек или единичными дайками. Дайки секут уже тектонически совмещенные и метаморфизованные габбро и серпентиниты, что говорит о дислокациях, предшествующих их внедрению. Время этого метаморфизма 148 ± 10 млн лет [204]. Внедрение даек происходит параллельно с процессами брекчирования серпентинитов и габбро (см. выше). Вся эта нижняя часть офиолитового комплекса через горизонт офиолитокластовых брекчий (в том числе, и офикальцитов) перекрывается или базальтами, или осадочными породами (радиоляритами и микритовыми известняками) титона — берриаса. Как базальты, так и радиоляриты содержат многочисленные линзы офиолитокластовых брекчий.

Малокавказский тип (рис. 21) имеет наиболее сложное строение, которое отражает неопределенно длительный период формирования офиолитового комплекса, многочисленные перерывы в истории его образования и разнообразие магматических серий.

Первый этап — формирование тектонит-гарцбургитов, достаточно полного и мощного разреза габбро (расслоенный комплекс + изотропные габбро), а также вулканической серии толентитового состава, с которой ассоциируют (соотношения неизвестны) обломочные породы среднего состава с линзами и прослоями известняков. Все эти породы подвергнуты метаморфизму в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации, в результате которого габбро и эффузивы частично были преобразованы в габбро-амфиболиты и амфиболиты (в том числе и гранатовые), а осадочные породы — в зеленые сланцы.

Второй этап — внедрение крупного массива диоритов и кварцевых диоритов, прорывающих все породы, сформированные во время первого этапа. Возраст

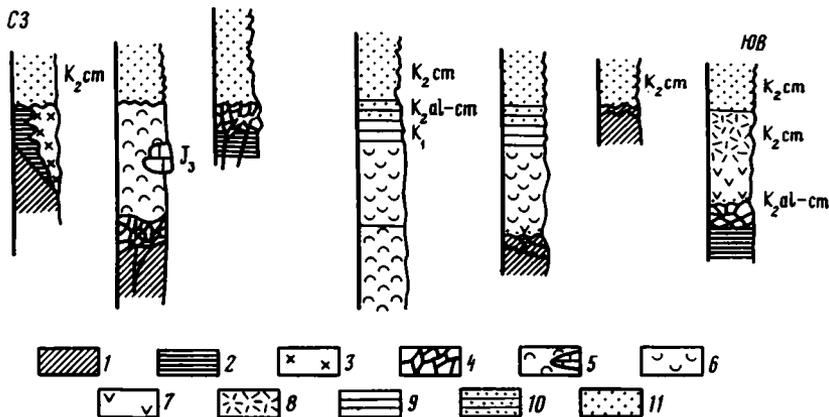


Рис. 21. Разрезы офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа

1 — гарцбургиты (тектониты); 2 — габбро разного типа; 3 — диориты и кварцевые диориты; 4 — брекчии (состав см. в тексте) и прорывающие их дайки толентового состава; 5 — толентовые базальты (верхняя юра) с массивами и глыбами разновозрастных известняков и мраморов; 6 — щелочные базальты с редкими и маломощными прослоями яшм (верхняя юра-неоком); 7 — трахибазальты и трахиандезиты с прослоями яшм (альб-сеноман); 8 — трахиандезиты и трахидациты, их туфы и туфобрекчии, прослой яшм (сеноман); 9 — яшмы (готтерив-баррем); 10 — переслаивание яшм и офиолитокластовых турбидитов (альб-сеноман); 11 — граувакковый флиш с горизонтами офиолитокластовых олистотром в нижней части (сеноман)

этих плагиогранитов среднеюрский (168 ± 10 млн лет [95]), что говорит о том, что все вышеописанные породы офиолитового комплекса Малокавказского типа были сформированы в досреднеюрское (палеозойское 9, нижнемезозойское ?) время.

Третий этап начинается с внедрения даек диабазового состава, которые прорывают все более древние части офиолитового комплекса. Их внедрение сопровождается формированием своеобразных осадочных брекчий Лигурийского типа, которые формируются по поверхности ультраосновных пород и габбро. Они состоят из обломков габбро, серпентинитов, диабазов, дацитов и метаморфических пород, а также обломков диабазов, прорывающих брекчии. Типичны редкие и хорошо окатанные обломки известняков и мраморов. Внутри брекчий изредка встречаются прослой осадочных пород — офиолитокластовых песчаников и микробрекчий, а также маломощные горизонты толентов. Брекчии кроются мощной толщей базальтов толентового состава, которые местами включают в себя огромное количество известняковых массивов. Большая часть из них представляет собой продукты разрушения верхнеюрских рифогенных построек, а часть из них является экзотическими глыбами верхнедевонского [21] и верхнетриасового возраста. Вышележащая часть разреза показана на рис. 21 и частично описана в разделе "Вулканические серии".

Четвертый этап формирования офиолитов Малокавказского типа начинается после периода внутриокеанических деформаций, которые охватили эту область в раннеальбское время и привели к дислокациям и метаморфизму, резкой смене химизма вулканических толщ [54], а также появлению офиолитокластового материала в разрезах, где эта фаза дислокаций проявлена не столь отчетливо (см. рис. 21).

Ниже мы кратко охарактеризуем главные типы пород, встречающиеся в разрезах офиолитовых комплексов, и методику их картирования, а затем покажем, как эти породы группируются в конкретные разрезы.

Обязательным членом всех этих разрезов является присутствие в них дунит-гарцбургитов и лерцолитов, к описанию которых мы и переходим. Присутствие этих пород является необходимым при выделении офиолитового комплекса.

Ультраосновные серии слагают нижние части офиолитовых разрезов и нередко на их долю приходится большая часть объема всего разреза (до 8—10 км в Омане и Вуринесе).

В принципе мощность базальных дунит-перидотитов зависит от положения тектонической поверхности, отделяющей офиолитовые аллохтоны от автохтона и параавтохтона. Таким образом, их мощность является видимой и, как правило, не имеет отношения к его первичному объему.

Эти серии состоят из перидотитов с подчиненным количеством дунитов, жильных высокомагнезиальных пироксенитов и хромитов. По преобладанию того или иного класса перидотитов могут быть выделены гарцбургитовый (Оманский, Малокавказский) и лерцолитовый (Лигурийский) типы разрезов. Для этих пород характерна минеральная расслоенность, выраженная в вариациях количества пироксена и оливина. Присутствуют секущие или согласные тела дунитов, которые обычно имеют неправильную форму и весьма различны по размерам. Характерны также мономинеральные жилы ортопироксенитов мощностью до 1 м.

Первый этап картирования такого рода комплексов заключается в выделении на карте отдельных групп пород с детальностью, отвечающей масштабу карты и принципам, используемым при изучении магматических пород, за которые они длительное время и принимались. Однако в последние 20 лет эта точка зрения подверглась существенному пересмотру, что связано в первую очередь с широким распространением внутри этих образований различных деформационных и деформационно-метаморфических структур, будинажа, складок и зон вязкого скалывания. Сходство микро- и мезоструктур ультрабазитов со структурами интенсивно тектонизированных пород сложнодислоцированных метаморфических комплексов явилось причиной появления таких терминов, как "тектонизированные гарцбургиты", "ультраосновные тектониты", "метаморфические перидотиты", которые отражают особенности строения перидотитовых комплексов офиолитовой ассоциации. В настоящее время метаморфическая природа этих пород признается большинством геологов, изучающих ультраосновные комплексы офиолитовых ассоциаций, например, [212, 233]. Считается, что их метаморфизм сопровождался течением пород в твердопластичном состоянии и происходил в условиях верхней мантии при высоких температурах и давлениях (1100—900°C, 5—7 кбар). Это пластическое течение сопровождалось и способствовало выплавлению из мантийного вещества (лерцолита?) базальтовой составляющей, которая мигрировала в верхние части разреза земной коры, кристаллизовалась и формировала остальные члены офиолитового разреза. Такая точка зрения подразумевает, что базальные дунит-перидотитовые комплексы офиолитовой ассоциации представляют собой сухой остаток от выплавления базальта и на этапе формирования того или иного конкретного офиолитового комплекса не были полностью расплавлены. Степень деплетированности устанавливается по присутствию или отсутствию клинопироксена и по химическому составу минералов, т.е. лерцолиты представляют собой наименее истощенную базальтовой выплавкой породу, а дунит деплетирован максимально. Гарцбургиты в этом ряду занимают промежуточное положение [133].

Уяснение несомненной метаморфической природы дунит-перидотитовых серий усклело за собой значительные изменения в методах их изучения: стала очевидной возможность использовать при исследовании ультрабазитов методы структурного картирования, геометрического и микроструктурного анализа, которые успешно применяются для восстановления истории деформаций в метаморфических комплексах [47, 254, 259 и др.].

¹ В написании этого раздела принимал участие С.А. Шербаков.

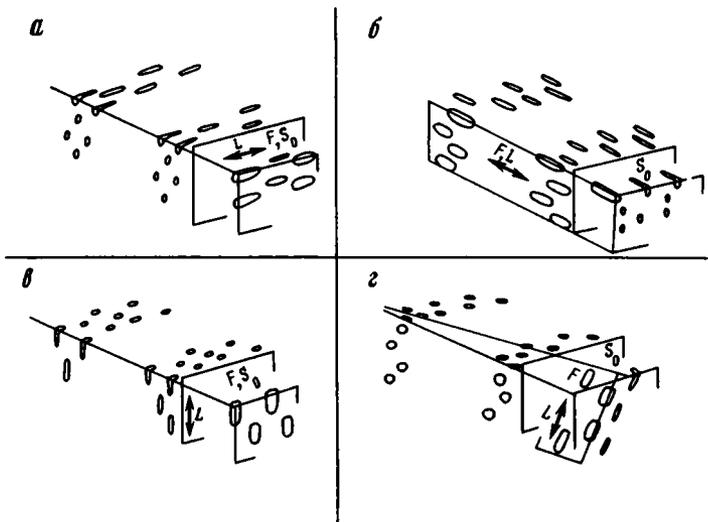


Рис. 22. Схема соотношения структурных элементов, образованных при высокотемпературном пластическом течении перидотитов (гарцбургитов, лерцолитов)

a — плоскости полосчатости (S_0) и уплощенности (F) совпадают, линейность (L) лежит в плоскости уплощенности, по простиранию полосчатости; *б* — S_0 и F взаимно перпендикулярны, L ориентирована поперек S_0 ; *в* — плоскости S_0 и F совпадают, L ориентирована по падению S_0 ; *г* — косоугольное расположение плоскостей S_0 и F , L ориентирована по падению плоскости F

До настоящего времени картирование массивов ультраосновных пород проводилось, как правило, только по вещественному составу, на основании которого можно получить представление о взаимоотношениях петрографических разновидностей пород, о последовательности их образования и об общей конфигурации этих пород в плане и разрезе. Детальное структурное картирование ультрабазитов и прослеживание по площади таких структурных элементов, как полосчатость, линейность и минеральная уплощенность и обработка этих данных, с помощью методов геометрического и микроструктурного анализа позволяют выявить взаимоотношение развитых в них деформационных структур и выделить разновозрастные этапы деформаций пород, определить механизмы этих деформаций, оценить условия, при которых они происходили и в конечном счете реконструировать процесс структурной эволюции ультрабазитов. Такого рода картирование имеет первостепенное значение при поисках хромитовых руд, поскольку форма их тел очень часто контролируется вышеперечисленными метаморфическими структурами.

В связи с вышесказанным картирование нижних частей офиолитового разреза в настоящее время должно сопровождаться тщательными замерами всех структурных элементов ультрабазитов с последующим геометрическим и микроструктурным анализом. Как правило, в ультрабазитах проявлены полосчатость (S_0), минеральная уплощенность (F) и линейность (L). Сланцеватость (S_1) развивается при относительно низкотемпературных (ниже 500°C) деформациях и не имеет закономерной связи со структурами высокотемпературного пластического течения (рис. 22).

Полосчатость (S_0) в перидотитах выражена чередованием относительно непротяженных пропластков или слабо уплощенных линз с различной концентрацией порообразующих минералов. Простирание и наклон таких полос меняется от места к месту и очерчивает разномасштабные складки течения. Дунитовые тела либо образуют пропластки в гарцбургитах, конформные их полосчатости, либо обособлены в жилы различной конфигурации, которые пересекают полос-

чатость гарцбургитов. Наибольшая концентрация дунитов обычно бывает приурочена к замковым участкам складок и к флексурным перегибам в гарцбургитах.

Линейность (L) может быть выражена макроскопически: 1) субпараллельно ориентированными веретенчатыми или уплощенными агрегатами таблитчатых зерен энстатита, к которым тяготеют мелкозернистые диопсид, оливин, хромшпинелид, иногда — агрегатами этих минералов; 2) цепочками зерен хромшпинелида; 3) разорванными и растянутыми зернами энстатита, образующими цепь мелких табличек, сильно укороченных по оси "с" (линейность "растаскивания"). Под микроскопом устанавливаются удлиненные зерна крупного оливина, вытянутые параллельно агрегатной или цепочечной линейности.

Уплощенность (F) — плоскопараллельная ориентировка минералов — при полевых наблюдениях устанавливается для энстатита и хромшпинелида; под микроскопом отчетливо видна уплощенность крупных зерен оливина. Средняя статистическая уплощенность кристаллов ориентирована перпендикулярно направлению максимального сжатия σ_1 . С увеличением напряжения $\sigma_1 - \sigma_3$ уплощенность становится все более четкой. Одновременно при высоких температурах возрастает число мелких рекристаллизованных зерен (необластов) оливина и энстатита, и может возникнуть тонкая агрегатная линейность, еще более подчеркивающая плоскостную ориентировку минералов. Такие структуры локально устанавливаются в лерцолитовых разрезах — как в шпинелевых, так и в плагиоклазосодержащих пачках лерцолитов.

При пластической деформации линейность и уплощенность связаны с положением осей эллипсоида напряжения следующим образом. Удлинение оливковых зерен, агрегатная линейность, цепочечная линейность ориентированы по направлению σ_3 (min). В случае невращательного течения уплощенность и плоскость течения, а также линейность и направление течения совпадают. Если течение происходило с вращением, то плоскость течения располагается под углом к уплощенности, а проекция плоскости уплощенности указывает направление течения. Энстатитовая линейность "растаскивания" ориентирована при невращательном движении в направлении σ_2 (σ_2 является перпендикуляром к σ_3 в плоскости уплощенности, т.е. в этом случае течение материала осуществлялось и в направлении средней оси эллипсоида напряжений (деформаций); при этом значения σ_2 и σ_3 обычно близки).

Соотношения полосчатости и уплощенности весьма разнообразны и требуют особо внимательного изучения. Во-первых, эти два элемента могут быть по-разному выражены на разных этапах деформаций: например, на раннем в основном формируется полосчатость, а синхронная ей уплощенность почти не проявлена, тогда как в последующих этапах уплощенность развивается очень сильно, а полосчатость не образуется вновь, и только деформируются ранние ее структуры. Во-вторых, одновременно образованные полосчатость и уплощенность по-разному соотносятся на крыльях крупных складчатых структур — где они параллельны, и в замковых частях структур — где они пересекаются.

Вышеописанные линейные и плоскостные мономинеральные или агрегатные структуры пронизывают весь объем горной породы. В процессе картирования чаще всего приходится иметь дело с мелкими складками и другими структурными формами, которые можно наблюдать непосредственно в обнажении. В таких случаях путем прямых наблюдений можно выявить, какие структурные элементы изгибаются складками, а какие образуют с ними единый парагенезис. Однако неравномерное распределение и разобщенность на изучаемой площади таких обнажений, а также наличие в породах деформационных структур нескольких генераций, которые часто схожи между собой, сильно затрудняют выяснение картины строения массива в целом и общей последовательности пластических деформаций его пород. Многие закономерности структурных соотноше-

ний выявляются только статистически, поэтому картирование и работы на обнажениях обязательно сопровождаются определением пространственной ориентировки всех структурных элементов: осевых плоскостей (ОП) и шарниров (В) складок, полосчатости (S_0), минеральной сланцеватости (S) и линейности (L), различных жил и т.п. Затем эти структурные элементы наносятся в виде точек на экваториальную или полярную сетку равноплощадной проекции. Трансформация полученных точечных диаграмм в диаграммы изолиний плоскостей точек производится тем же способом, что и при микроструктурном анализе. Все эти результаты выносятся на карты и зарисовки разного масштаба.

Анализ диаграмм ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов ультраосновных пород позволяет решить множество задач. С его помощью надежно устанавливаются: 1) преобладающая ориентировка того или иного структурного элемента; 2) закономерности изменений ориентировки на площади; 3) принадлежность различных элементов к тому или иному структурному парагенезису; 4) наличие складчатых структур в породах изучаемого массива; 5) ориентировка шарниров и осевых плоскостей крупных складок, которые другими способами надежно не определяются; 6) этапы пластических деформаций и их возрастная последовательность.

Микроструктурные исследования проводятся в шлифах, изготовленных из ориентированных образцов, в месте отбора которых производятся тщательные замеры залегания всех доступных наблюдению структурных элементов породы (полосчатости, линейности, минеральной сланцеватости, осевых поверхностей и шарниров складок, жил, и т.п.) и изучение их взаимоотношений. В процессе предварительного изучения микроструктур ультрабазитов в шлифах выясняются взаимоотношения различных минеральных фаз, форма их зерен, наличие в них деформационных структур и строение межзерновых границ; проводится оценка размеров зерен и субзерен; выделяются различные типы линейности и минеральной сланцеватости, которые могут быть генетически связаны с разными этапами деформаций ультрабазитов и т.п.

Изучение оптической ориентировки минералов проводится с помощью столика Федорова, методика работы на котором детально описана. Результаты измерений оптических и кристаллографических элементов минералов (оси оптической индикатрисы, границы полос излома и др.) наносятся на экваториальную сетку равноплощадной проекции (сетка Шмидта). При построении круговых микроструктурных диаграмм, заключающемся в нанесении на сетку линейных и плоскостных элементов в виде точек и в последующем проведении изолиний их плотностей, используется общеизвестная методика.

Завершающей стадией работы является анализ полученных микроструктурных данных и их интерпретация на основе сопоставления с данными экспериментов по пластическим деформациям ультрабазитов.

Как было показано выше, структуры лерцолитов, гарцбургитов и в значительной части дунитов во всех массивах сформированы при высокотемпературных пластических деформациях. Деформации сопровождались дифференциацией вещества, которая осуществлялась различными способами и в конечном итоге обеспечила строение всего разреза этой части офиолитового комплекса.

Главной особенностью строения лерцолитовых массивов является существование резкого структурного несогласия между лерцолитовой частью разреза и сериями гарцбургит-дунитовой и дунит-верлит-клинопироксенитовой. Это несогласие выражено тем, что направление вязкого течения в лерцолитах ориентировано почти перпендикулярно к границе лерцолитов с дунит-гарцбургитовым "горизонтом" и его внутренними структурами. При этом структуры дунитов, гарцбургитов, верлитов и пироксенитов конформны между собой и всем границам последовательно сменяющихся серий. Прекрасно видно, что нарастание контрастности состава внутри лерцолитовой части разреза (дунитовые, гарцбургит-

товые полосы и линзы) происходит вначале постепенно, в полном согласии с ранними деформационными структурами (за исключением редких жил, сопровождающих появление шлиров плагиоклазовых лерцолитов); несогласие структур устанавливается резким скачком только вдоль граничной поверхности лерцолитового тела. Все породы лерцолитовой части разреза отличаются хорошо проявленной плоскостной ориентировкой минералов и в целом - значительной рекристаллизацией первичных зерен. Для этих пород устанавливаются наиболее высокие скорости деформаций (вязкого течения).

Внутренняя структура гарцбургитовых разрезов Оманского и Малокавказского типов отличается от структуры как лерцолитовой, так и гарцбургитовой серий существенно лерцолитовых массивов (Лигурийский тип). Здесь изменение структурного положения и морфологии тел дунитов и пироксенитов происходит внутри гарцбургитового разреза: вначале формируются гарцбургитовая полосчатость и локально-согласные с ней "прослой", шлиры дунитов и зональных энстатит-диопсид-(оливиновых) пород, затем жилы тех же пород, резко секущие полосчатость. При этом синдеформационная природа жил по отношению к крупномасштабным складкам течения несомненна.

Частное структурное несогласие дунитов и пироксенитов по отношению к ранним деформационным структурам гарцбургитов можно сравнить в лерцолитовых массивах лишь с положением жил пироксенитов, дунитов и габбро, сопровождающих появление шлиров плагиоклазодержащих лерцолитов среди их шпинелевых разновидностей. На Войкаро-Сыньинском массиве процесс формирования жил вдоль сколовых зон, синхронных поздним высокотемпературным пластическим деформациям, проходил гораздо мощнее, чем в лерцолитовых массивах. Судя по составу последовательных поколений жил, формирование сколов, "залеченных" жилами, происходило в широком интервале глубин (более 25 км — менее 10-15 км) и было длительным. Слабо выраженная плоскостная ориентировка минералов, грубозернистые релаксированные структуры гарцбургитов также указывают на относительно низкую скорость деформаций (учитывая близкие значения рассчитанных температур деформаций).

Итак, в породах дунит-перидотитового комплекса ясно устанавливается этап высокотемпературного пластического течения, происходившего при умеренных давлениях в условиях верхней мантии. В этих же породах четко фиксируются и более поздние этапы метаморфизма, связанные с выведением мантийных тектонитов в коровые условия. Первый из этих этапов связан с массовой петельчатой серпентинизацией (без выделения магнетита) при подъеме мантийного диапира в океаническую кору. Изотропная структура петельчатой сетки прожилков лизардита и хризотила, равномерно пронизывающей оливиновую массу, интенсивная серпентинизация крупных объемов породы указывают на то, что этот этап серпентинизации мог проходить в условиях равномерного растяжения в процессе движения диапира. Этот процесс (растяжение во время подъема) приводил к возникновению все новых и новых микротрещин, которые способствовали проникновению серпентинизирующих растворов. Поскольку серпентинизация идет с увеличением объема и приводит к немедленной закупорке трещин, то такой процесс непрерывного подновления трещин просто необходим.

Процесс шарьирования офиолитовых масс, уже в коровых условиях, также, как правило, сопровождается хризотиловой серпентинизацией, которая не охватывает всего объема ультраосновной породы и обычно приурочена к системе трещин, возникающих во время надвигания офиолитовых масс.

Процессы регионального и зонального метаморфизма, в которые вовлекаются ультраосновные породы после их надвигания на края континентальных масс, нередко вызывают наложенную антигоритовую серпентинизацию.

Итак, метаморфические преобразования ультраосновных пород офиолитовой ассоциации происходили в разных тектонических обстановках и в разное время.

В их составе и структуре запечатлен ряд длительных и сложных событий, сопровождающих перемещение мантийного материала в верхнюю часть литосферы и последующую его историю в верхней части земной коры.

*Полосчатая дунит-верлит-клинопироксенитовая
и габброидная серии*

Породы дунит-перидотитовой ассоциации в подавляющем большинстве офиолитовых комплексов сменяются магматической серией, возникшей в процессе дифференциации базальтовой магмы. Внутри этой серии выделяются два комплекса пород, различающихся по составу и по внутреннему строению.

Первый из них в литературе называется по-разному: расслоенным, полосчатым или кумулятивным. Первые два определения подчеркивают его слоистое строение, обусловленное чередованием различных по составу пород, а последнее исходит из особенностей внутреннего их строения, отражающих последовательность кристаллизационной дифференциации расплава в магматической камере. Поэтому к породам этой серии применяются два типа номенклатуры. Так, можно говорить о том, что породы расслоенной серии состоят из чередования дунитов, верлитов, пироксенитов, троктолитов, анортозитов и др. Эти же породы в другой системе номенклатуры соответственно будут называться оливинным кумулятом, оливин-двупироксеновым кумулятом, пироксеновым кумулятом, оливин-плагиоклазовым кумулятом, плагиоклазовым кумулятом и др.

Второй комплекс, обычно выделяемый в литературе под названием изотропного габбро, складывается различными габбро, имеющими типично магматическую структуру. В него входят оливинное или диопсидовое габбро, габбро-нориты, нормальное габбро, роговообманковое, нередко пегматоидное габбро, а также феррогаббро. Нередко к наиболее удаленной от ультраосновных пород части габбрового разреза бывают приурочены небольшие массивы плагиогранитов.

В наиболее полных разрезах офиолитовой ассоциации Оманского типа (Оман, Греция, Кипр, Урал, Саяны и др.) присутствуют оба этих комплекса, и тогда габброидный комплекс сменяет вверх по разрезу (или по удалению от ультраосновных тектонитов) породы расслоенной серии. В этом случае в нижней части габброидного комплекса может наблюдаться слабая расслоенность. Такого типа полные разрезы, очевидно, формируются в длительно существующей магматической камере (рис. 23). В то же время существуют разрезы офиолитовой ассоциации, в которых расслоенный комплекс полностью отсутствует, а внутри изотропного габбро присутствуют несколько его поколений.

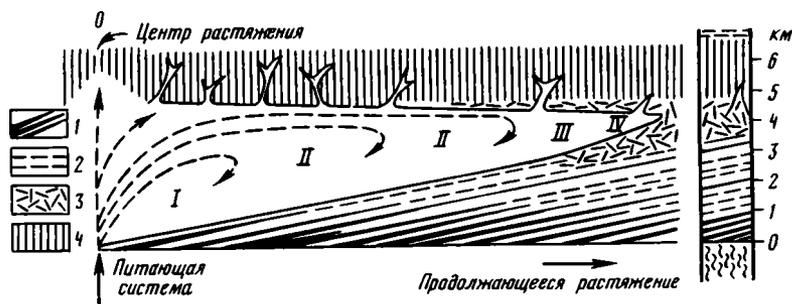
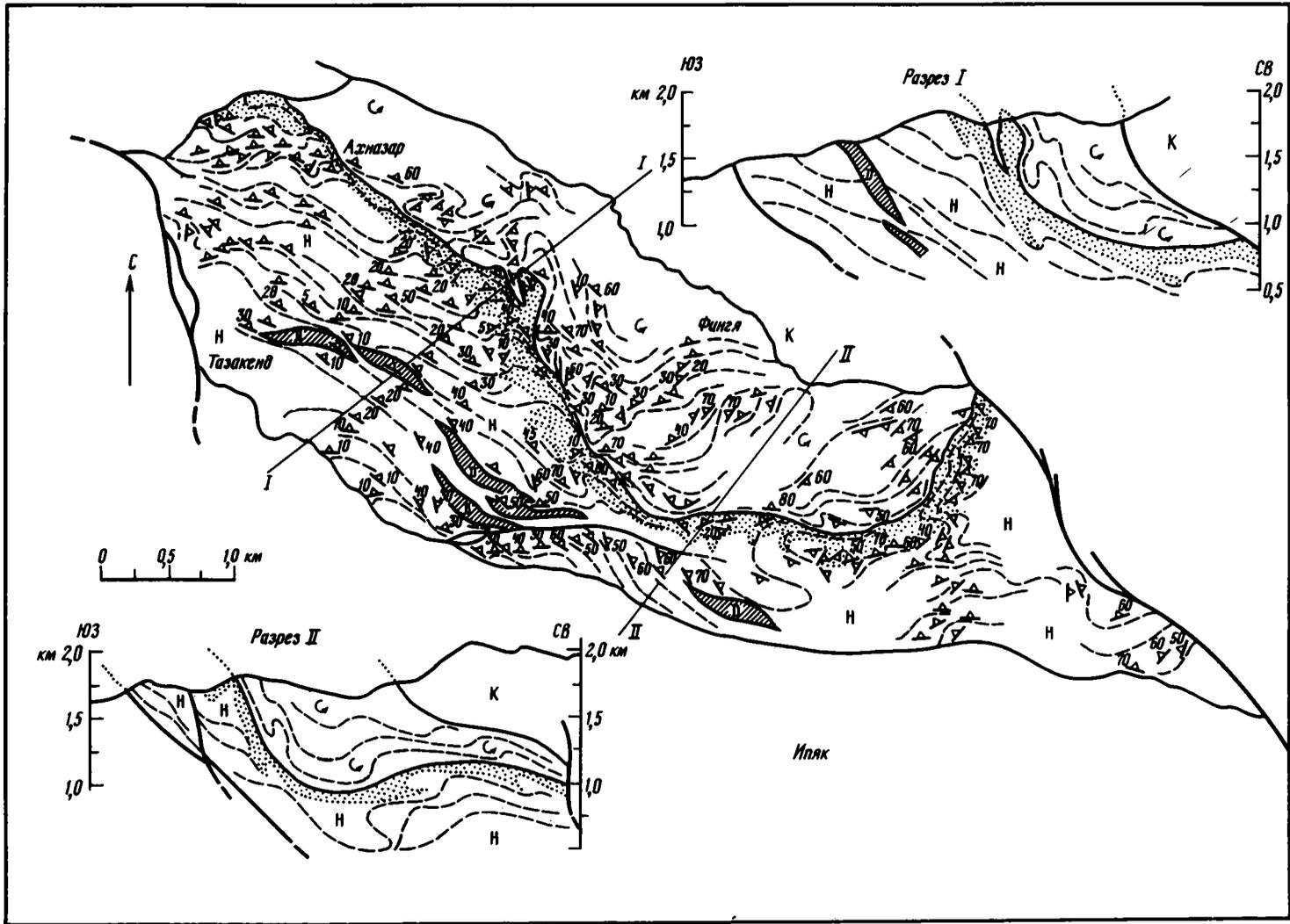


Рис. 23. Идеализированная модель расширяющегося магматического очага для офиолитового комплекса Семайл (Оман). Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

1—2 — кумуляты: 1 — ультраосновные, 2 — габбровые; 3 — верхние (изотропные) габбро; 4 — комплекс "дайке в дайке" по: [237]



Не следует также думать, что идеализированная модель, представленная на рис. 23, характерна для всех разрезов расслоенного комплекса. Так, из исследования Войкаро-Сыньинского массива, относящегося к Оманскому типу, следует, что термины "полосчатая" как типичный текстурный признак серии и "расслоенная" как генетическая ее сущность далеко не всегда отражают реальные геологические картины, наблюдаемые в обнажениях. К ним относятся: 1) невыдержанность мощности переслаивающихся горизонтов и быстрое их выклинивание по простиранию; 2) обилие пятнистых, такситовых текстур; 3) мегабрекчиевидное строение отдельных участков габбровых тел с ксенолитами-отторженцами пород дунит-верлит-пироксенитовой серии и гарцбургитов; 4) следы интенсивных высокотемпературных деформаций в породах ультраосновной части расслоенной серии; 5) существование нескольких поколений жил (в том числе, троктолитов — оливинового габбро), инъецирующих деформированные габбро-нориты, а также дуниты краевой зоны гарцбургитового тела; 6) присутствие зональных оторочек состава верлит-клинопироксенит (\pm плагиоклаз) в зальбандах габбровых жил, секущих дуниты и вокруг дунитовых (гарцбургитовых) ксенолитов в габбро. Образование такой зональности может быть объяснено высокотемпературным метасоматическим процессом на контакте габбрового расплава, внедрившегося в существенно магнезиальный субстрат. Подобные реакционные соотношения габбро с ультрабазитами описаны и на других массивах Урала — Хабарнинском, Кемпирсайском, Верхне-Тагильском, Алапаевском, Баженовском и др.; правда, иногда роль метасоматических процессов сильно преувеличена.

Существуют довольно сильные различия в строении и составе габброидных комплексов трех типов офиолитовых разрезов.

В Лигурийском типе слабо деплетированные лерцолиты ассоциируют с мало мощным и неполно представленным расслоенным комплексом; здесь широко развиты феррогаббро и ферродиориты [247]. В лерцолитовых массивах Южного Урала полностью представлена нижняя (дунит-верлит-пироксенитовая) часть разреза и практически отсутствуют пироксеновые габброиды. Здесь верлиты и пироксениты сменяются через тектонический или интрузивный контакт пироксен-роговообманковыми габбро, габбро-диабазами, переходящими в роговообманковые кварцевые диориты-тоналиты. В этом типе разреза, в ассоциации с лерцолитами, габброидные серии имеют меньшую мощность и более простую структуру, нежели в разрезах, сопровождающих гарцбургитовые массивы.

Оманский тип разреза, к которому относятся и полярно-уральские офиолиты массивов — Войкаро-Сыньинского, Райиз, Сьум-кеу, имеет наиболее сложное строение мощных габброидных серий: с многократными повторениями отдельных пачек пород, резко переменчивыми мощностями пропластков; включениями — отторженцами мантийных гарцбургитов в габбро-норитах; дунитовыми линзами в габбро, окруженными зональными оторочками верлитов и клинопироксенитов; многофазными жилами и, главное, интенсивными высокотемпературными деформациями нижней части разреза и деформациями в условиях амфиболитовой фации — в локальных зонах по всему разрезу (Полярный Урал). Для этого же типа характерно многостадийное внедрение пироксенитов и габброидов: вебстеритов в полосчатую серию и габбро-нориты, изотропного оливинового габбро в полосчатые габбро-нориты и переслаивающиеся верлиты, пироксениты, пегматоидного роговообманкового габбро в породы полосчатой серии и габбро-нориты.

Для Малокавказского типа разреза характерна сложная структура сочленения мантийных перидотитов с переходной полосчатой и габброидными сериями.

Рис. 24. Структурная карта Ипякского габбро-перидотитового массива (Малый Кавказ по Г.Н. Савельевой)

G — габбро; *H* — гарцбургиты; *D* — дуниты; *K* — альб-сеноманская осадочно-вулканогенная толща. Точками показана область развития дунит-верлит-пироксенитовой серии; пунктирными линиями — залегание полосчатости в гарцбургитах, верлит-пироксенитах и габбро-норитах

Так, на Ипякском массиве (рис. 24) Севано-Акеринской зоны в области границы гарцбургитов с полосчатой дунит-верлит(троктолит)-вебстеритовой серией первые насыщены примерно на четверть объема жилами — прослоями дунитов, вебстеритов, диаллагитов, реже — габбро, согласных и субсогласных с гарцбургитовой полосчатостью. Вся грубополосчатая, линзовидно-полосчатая толща рассекается ветвящимися жилами габбро и пироксенитов. Жилы и пачки пород полосчатой серии деформированы в складки двух поколений. Анализ рисунков деформационных текстур пород в области контакта показывает, что внедрение габбро происходило в процессе развития сдвига в теле ультрабазитов; сдвиг оперялся многочисленными сколовыми трещинами. Синкристаллизационные складки полосчатости габбро-норитов особенно сильно развиты вблизи их контакта с гарцбургитами.

Другой подтип разреза в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа представлен на Гейдаринском массиве, где мантийные гарцбургиты и плагиоклаз-содержащие лерцолиты прорываются мелкозернистым изотропным габбро, габбро-диабазами, нередко с ортопироксеном и бурой роговой обманкой. Здесь наблюдались резкие контакты с закаленными эндоконтактами габбро — как в самом массиве, так и в жилах, образующих рои в гарцбургитах.

Подобные соотношения пород отражают длительные перерывы в истории формирования этого типа офиолитовых разрезов — между выведением в кору мантийных перидотитов и внедрением габброидов.

В химическом отношении породы габброидных серий в целом представляют продукты кристаллизации сильно дифференцированной толеитовой (пикритовой?) магмы; общая направленность дифференциации осуществлялась согласно толеитовому тренду фракционирования компонентов. Существование многократных внедрений отражают активные контакты: иногда мелких интрузий магнезиальных троктолитов в габбро-нориты и даже верлитов в габбро, чаще — роговообманкового, пироксен-роговообманкового габбро в клинопироксеновое габбро и габбро-нориты. Первые порции расплава вначале внедрялись в лерцолиты (гарцбургиты), маркируя, по сути, каналы продвижения магмы, в которой происходило фракционирование оливина (в первую очередь). Являясь продуктом частичного плавления лерцолита, расплав, очевидно, мог поступать как из более глубоко расположенных (относительно данного перидотитового тела) источников, так и из той области лерцолита, которая впоследствии связывалась с габброидами в единый разрез.

Метаморфические преобразования пород полосчатой и габброидных серий в разной степени проявлены во всех типах разреза. Наиболее характерны следующие изменения первичных структур и состава пород.

1. Высокотемпературные деформации габбро-норитов сопровождали становление этих пород, развиваясь вслед за их кристаллизацией. В этот период возникали серии асимметричных малоамплитудных складок полосчатости, будинач меланократовых прослоев и их смещения, залеченные жилами анортит-оливин-диопсидового состава.

2. Актинолит-анортитовые породы по габбро, габбро-норитам образовались в приповерхностной части разреза океанической коры. Мозаичный рисунок размещения актинолит-анортитовых пород, псевдоморфное замещение пироксенов актинолитом, не сопровождавшееся в основном образованием структур течения, рассланцеванием, поддерживают представления А. Мясиро и др. [94] о своеобразии этого типа метаморфизма "океанического дна", происходившего на зеленосланцевом уровне в тектонически спокойной обстановке. Этот метаморфизм проявлен в той или иной степени во всех типах офиолитовых разрезов.

Рассмотренный материал позволяет рекомендовать следующую этапность работ при картировании полосчатой и габброидной серий.

1. Выделение и прослеживание на местности ассоциирующих групп ультра-

базитов и габбро — например, дунит-верлит-клинопироксенитовая или дунит-троктолит-вебстеритовая серия; в их составе — пачки, линзы, с преобладанием дунитов, либо клинопироксенитов; существенно троктолитовые, либо вебстеритовые пачки и т.д.

2. Детальные наблюдения в зоне контактов между сериями, пачками или отдельными широко распространенными типами пород (дунитов, вебстеритов, габбро и т.п.). Эти контакты могут представлять собой постепенные переходы, образующиеся в результате последовательной кристаллизации дифференцированного расплава, могут быть резкими интрузивными, с явлениями закалки или без них, либо нерезкими, нередко при внедрении сопровождавшиеся высокотемпературным метасоматозом.

3. Картирование полосчатости во всех сериях с выделением участков, различающихся по наличию трахитоидных флюидалльных структур, степени деформированности (обилию и морфологии складок); прорисовка всех деформационных структур и наблюдения над положением жил пироксенитов, габбро по отношению к элементам складок, очерченных полосчатостью.

4. Сопоставление ориентировки деформационных структур полосчатой, габброидной серии с деформационными структурами мантийных тектонитов. В мантийных тектонитах, как правило, устанавливается сложный узор многостадийных деформаций, резко отличный от деформационного рисунка в полосчатой и габброидной серии. Наиболее четко эта картина проявлена в существенно лерцолитовых разрезах. В Оманском (гарцбургитовом) типе разреза породы полосчатой серии в нижней части разреза испытали деформации одновременно с поздними стадиями деформаций гарцбургитов, из-за чего локально устанавливается субсогласная ориентировка деформационных структур этих разновозрастных серий.

5. Опробование пород по всему разрезу — от контакта с мантийными тектонизированными гарцбургитами (лерцолитами) к кровле дунит-верлит-пироксенитовой серии и, далее, вверх по разрезу габбро к подошве дайковой диабазовой серии.

6. Выделение и прослеживание метаморфических фаций пород полосчатой и габброидной серий; определение их положения в общей структуре пакета тектонических пластин офиолитов.

Вышеописанные магматические породы формировались в обстановке непрерывного растяжения в условиях открытой системы. Об этом можно судить по составу оливинов в расслоенном комплексе, в котором Fe/Mg остается постоянным по всему разрезу. Хорошо известно, что в закрытых системах внутри магматической камеры это отношение в оливинах вверх по разрезу постепенно возрастает, что связано с магматической дифференциацией (Стилуотер, Бушвельд, Скаергард и др.).

Поскольку этого явления в данной части разреза офиолитового комплекса не происходит, то его следует связывать с периодическим поступлением в камеру все новых и новых порций базальтового расплава, что невозможно себе представить без непрерывного (или пульсационного) растяжения. Наиболее подходящей обстановкой для такого процесса будут спрединговые зоны.

Дайковые серии

Верхи разреза офиолитовой ассоциации часто слагаются своеобразным дайковым комплексом (в котором преобладают диабазы), обычно описываемым в англоязычной литературе под названием "Sheeted dike complex". В отечественной литературе эта серия пород выделяется под названием "комплекс параллельных даек", или "пластинчатый комплекс", или комплекс "дайка в дайке". Впервые описанный на о-ве Кипр этот комплекс типичен для разрезов Оманского типа

Центр растяжения

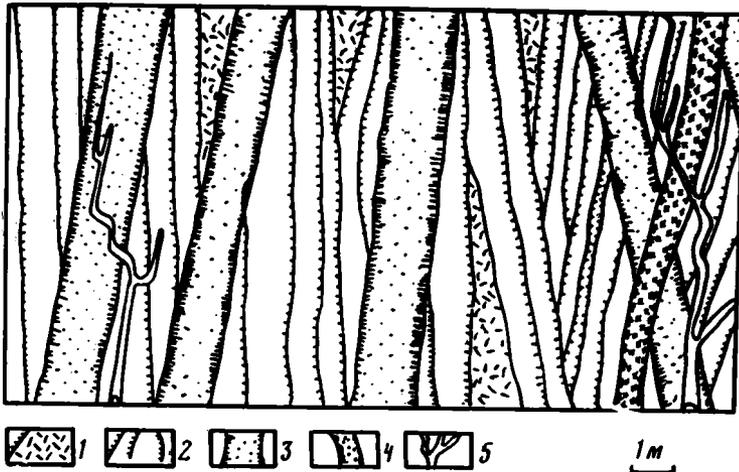


Рис. 25. Схема взаимоотношения даек в комплексе "дайка в дайке" массива Троодос по: [190]

1 — скрин крупнозернистых долеритов (тип 1), диоритов или трондьемитов; 2 — дайки тонкозернистых диабазов (тип 2); 3 — дайки долеритов с призматической отдельностью (тип 3); 4 — дайки пикритов (тип 4); 5 — дайки метабазалтов (тип 5). Дайки "типа 1" являются пассивными, "типа 2" — однозакальными или симметричными (полудайки), "типа 3—5" — двузакальными (с симметричной закалкой)

и пользуется широким распространением на о-ве Кипр, в Турции, Сирии и Омане. Описан он также и на п-ове Ньюфаундленд, о-ве Маккуори, в Норвегии, Калифорнии и Монголии. В пределах Советского Союза подобные дайки встречаются на Полярном и Южном Урале, в Южном Тянь-Шане, в северо-восточной Фергане и на Южном Гиссаре, в Саянах и на северо-востоке СССР. Эти дайковые комплексы целиком состоят из прилегающих вплотную даек без каких-либо перемычек более древних вмещающих пород [59]. Мощность таких комплексов может достигать 1,5 км.

Специфические черты строения дайковых комплексов предопределяются особенностями геодинамических напряжений, возникающих в процессе растяжения (спрединга), во время которого, при раздвигании блоков литосферы, происходит высвобождение пространства с одновременным заполнением его магмой, сформированной в камере, где кристаллизовалось габбро. В связи с тем, что раздвижение происходит импульсивно, т.е. периоды раскрытия чередуются с моментами стабилизации, создаются условия застывания внедрившейся магмы в виде даек. Многократное повторение такого процесса приводит к образованию пакетов магматических тел, в которых наряду с обычными дайками чередуются их половинки (разорванные дайки), нередко резко преобладающие в разрезах дайковых комплексов (рис. 25). Специфический механизм образования пакетов вложенных друг в друга даек приводит к формированию не совсем обычных с точки зрения классической геологии магматических тел. Сложность их строения вызывает трудности не только при их изучении, но и при описании геологической документации. Именно поэтому эти образования потребовали введения специализированных терминов и методик.

Дайка в традиционном понимании представляет собой своеобразное магматическое тело, первоначально занимающее в пространстве положение, близкое к вертикальному. Такое тело характеризуется наличием двух эндоконтактов, представленных субпараллельными закальными зонами, ограничивающими дайку с двух сторон. Такие дайки можно дополнительно определять как двузакаль-

ные или дайки с симметричной закалкой. В процессе образования комплекса "дайка в дайке" дайки, как правило, разрываются на две и более части. В первом случае, когда дайки рвутся пополам, образуются тела, у которых один контакт будет закальным или активным, а другой — без закалки — пассивным. Такие тела можно называть однозакальными дайками, или дайками с одним активным контактом или полудайками.

В случае разрыва дайки более чем на две части могут получаться тела, лишенные обоих эндоконтактов. Такие тела правильнее всего называть пассивными дайками, так как в них оба контакта пассивны.

В каждой разновидности дайковых тел выделяют краевые зоны (закалки, эндоконтакты, закальные зоны и т.п.) и ядерную или центральную часть.

В тех случаях, когда ядерная и краевые части существенно отличаются по составу (например, базитовая и гипербазитовая), дайки носят название телекопированных.

В системах "дайка в дайке" редко встречаются остатки междайковых пространств, получившие в зарубежной, а теперь и в отечественной геологии специальные термины — скрин (screen) или септа (septa).

По составу пород, выполняющих междайковое пространство, выделяются: 1) лавовый скрин — пространство между дайками, представленное лавами базальтового состава, обычно подушечными, нередко с гиалокластикой; 2) габбровый скрин — междайковое пространство, представленное породами габброидного ряда; 3) дайковый скрин — более древняя дайка (или ее часть), которая располагается среди более молодых даек или полудаек; 4) сложный скрин — междайковое пространство, выполненное более древним фрагментом дайкового комплекса. Как правило, такие скрины представлены сочетанием нескольких даек со своими лавовыми скринами.

В редких случаях, когда в едином разрезе совмещаются офиолитовые комплексы двух поколений, междайковые пространства могут быть сложены метаморфическими породами, возникшими по породам более древнего офиолитового комплекса (например, в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа).

Как уже говорилось в самом начале этого раздела, комплекс параллельных даек состоит почти на 100% из долерит-диабазов. В нем, однако, встречаются и плагиогранитные дайки, продукт дифференциации той же толситовой магмы, которая привела к формированию как габбровой серии, так и комплекса "дайка в дайке". Необходимо также отметить, что эти дайковые серии во многих случаях являются магмоподводящими каналами для залегающих выше толситовых базальтов.

Специфичность строения дайковых комплексов вносит некоторые дополнительные методы при их картировании. Так, при составлении разрезов должны быть отражены следующие характеристики каждой дайки или полудайки: мощность, наличие закалок и их ориентация, мощность закальных зон, степень раскristализации закальных зон и ядерной части, относительная мелано- или лейкократовость даек, петрографическая характеристика.

Поскольку образование комплекса параллельных даек не может осуществляться без растяжения, то характер этого раздвигания, даже в количественном выражении, может быть получен при некоторых специфических приемах, например при методике последовательного совмещения разорванных даек. Эта методика с успехом может быть использована лишь при наличии достаточно протяженных (несколько километров) сплошных разрезов комплекса "дайка в дайке". При этой методике из разреза последовательно удаляются все двузакальные дайки и полудайки, которые удастся совместить до целой. Такая операция позволяет выделять рои даек одной генерации, что позволяет говорить о характере раздвигания.

Так если при изъятии из разреза двузакальных даек окажется, что закалки в полудайках будут направлены в одну сторону, то это будет говорить о непре-

рывном растяжении в одном центре спрединга. Если в разрезе устанавливается несколько генераций роев даек и после изъятия всех совмещающихся даек остается пакет полудаек с закалками, направленными в одну сторону, то такое явление скорее всего будет говорить о рассеянном спрединге (скачках зоны растяжения), как это имеет место в Южных Мугуджарах (Шулдагский комплекс).

При изучении дайковых комплексов желательны также применение таких новых методов исследования, как палеомагнитный, позволяющий установить его первичное положение по широте (в случае, если известен возраст комплекса "дайка в дайке"), и термобарогеохимический, позволяющий судить о физико-химических процессах образования как самих минералов пород, так и сложенных ими даек. Методика таких работ достаточно подробно изложена в литературе.

Применение означенных методических приемов позволяет расчленять дайковый комплекс по вертикали на "слои": нижний (корневой), где сохраняются реликты магматических камер с зарождающимися в них дайками и с большим количеством габбровых скринов; средний — основной горизонт, состоящий из внедренных друг в друга магматических тел, лишенных скринов; верхний, который характеризуется появлением лавовых скринов, объем которых быстро увеличивается вверх по разрезу до полного исчезновения даек. Здесь наряду с лавами в скрины попадают глубоководные кремнистые отложения. Их изучение современными методами микропалеонтологии позволяет датировать время образования дайкового комплекса, в некоторых случаях очень точно.

Для решения многих геодинамических вопросов очень важным оказывается выявление структурно-морфологического рисунка дайковых полей. Они могут быть линейными концентрированными, т.е. такими, которые образуются в условиях срединных хребтов при непрерывном процессе спрединга на протяжении продолжительного отрезка времени. Линейные дайковые комплексы, представленные разрозненными пакетами, которые сложены образованиями типа "дайка в дайке", свидетельствуют о возникновении геодинамических условий расщепления осей раздвигания блоков земной коры (спрединг рассеянного типа).

Мозаичные дайковые поля, также имеющие в себе элементы "дайка в дайке", свидетельствуют о сложных геодинамических характеристиках поля растягивающих усилий.

Следует дать еще несколько "рецептов", которые необходимо знать при картировании дайковых серий офиолитовых комплексов и помогающих восстановить историю их формирования.

В целом ряде случаев все породы офиолитового комплекса (в том числе и дуниты, гарцбургиты и лерцолиты) секутся одиночными диабазовыми дайками, число которых может быть очень велико. Эти породы не имеют прямого отношения к комплексу "дайка в дайке" и были сформированы позже его и в другой геодинамической обстановке (см. ниже).

Эти дайки часто превращены в родингиты — гранат-пироксеновые, хлорит-гранатовые, везувиан-хлоритовые и другие метасоматические породы. Поскольку процесс родингитизации обычно связывается с одним из этапов серпентинизации ультраосновных пород, то следует считать, что внедрение этих даек произошло до этапа последней серпентинизации ультраосновных массивов. И наоборот, если диабазы даек не превращены в родингиты, то их внедрение произошло после последнего этапа серпентинизации.

Вулканические серии

Вулканические серии слагают самую верхнюю часть разреза офиолитового комплекса и в подавляющем большинстве случаев состоят из продуктов подводных излияний. Методика картирования этих серий ничем существенно не отличается от таковой обычных вулканических пород. Однако строение вулканических

комплексов офиолитовой ассоциации имеет свою специфику, что должно учитываться при их изучении. Следует сразу отметить, что выяснение палеогеодинамической обстановки, в которой был сформирован тот или иной офиолитовый разрез, что является в настоящее время необходимым, невозможно без привлечения петрологических и геохимических данных. Это связано с тем, что только данные полевого картирования зачастую не могут дать ответа на поставленный вопрос из-за большого внешнего сходства офиолитовых серий, сформированных в разных палеогеодинамических условиях. Петрологические и геохимические исследования, проведенные на современном уровне и нанизанные на данные геологической съемки, являются необходимым условием исследования офиолитового комплекса (см. ниже).

Необходимо учитывать при картировании вулканических серий офиолитовых серий следующее.

1. В составе офиолитового комплекса могут присутствовать одна или несколько вулканических серий, существенно отличающихся друг от друга как по химизму, так и по взаимоотношениям с подстилающими породами офиолитовой ассоциации.

В наиболее полных ее разрезах (Оманский тип), как правило, присутствуют две вулканические серии.

Нижняя из них сложена толентовыми базальтами, которые по химизму и геологическим соотношениям тесно связаны с породами комплекса "дайка в дайке". Их возраст — средний мел. Верхняя серия, имеющая также среднемеловой возраст, более пестра по составу и представлена бонинитами (верхние пиллоулавы Кипра и Сирии), щелочными или известково-щелочными сериями (Оман). Породы этой верхней серии отделены от нижележащих толентов перерывом и несогласием, которое возникло в результате внутриокеанических деформаций. Их формирование происходило в условиях энсиматической островной дуги, в то время как толенты возникли в условиях спрединга [54]. Аналогичная последовательность вулканитов наблюдается и на Урале, где породы контрастно-дифференцированной серии связаны с толентовой свитой непрерывными переходами.

Для разрезов Лигурийского типа характерно наличие одной верхнеюрской толентовой вулканической серии, имеющей характеристики базальтов срединно-океанических хребтов. Время ее образования отделено от периода образования более нижних частей офиолитового разреза перерывом и этапом метаморфизма. Это несогласие подчеркивается и наличием своеобразного горизонта брекчий, в том числе и офикальцитов (см. ниже), повсеместно слагающих кровлю лерцолитов и габбро.

Для Малокавказского типа выделяется несколько различающихся по химизму вулканических серий, по-разному сочетающихся между собой, по вертикали в пространстве.

Все эти серии располагаются на более древних породах офиолитового комплекса с перерывом и метаморфическим несогласием. Внутри разрезов вулканических серий выделяется несколько подтипов.

В первом из них толентовые подушечные лавы (верхняя юра) с постепенным переходом сменяются щелочными базальтами, которые, в свою очередь, согласно кроются радиоляритами (готтерив—баррем) и радиоляритами с прослоями офиолитокластовых турбидитов (альб—сеноман), а затем и флишем. Во втором подтипе разреза щелочные базальты, без толентовой серии, прямо контактируют с серпентинизированными ультраосновными тектонитами и содержат в основании офиолитокластовые конгломераты и осадочные брекчии, нередко залегающие на офикальцитах. Кроются щелочные лавы радиоляритами и офиолитокластовыми турбидитами, возраст которых тот же, что и в первом подтипе. В третьем подтипе разреза эти вулканические комплексы отсутствуют и на размытой, карманообразной поверхности ультраосновных пород и габбро с крупным перерывом

вом располагаются разнотипные вулканические серии, датируемые в основании альбом—сеноманом. Здесь присутствуют дифференцированные щелочные серии (трахибазальты, трахиандезиты и трахидациты), переслаивающиеся с радиоляритами, микритовыми известняками и офиолитокластовыми турбидитами, бимодальные серии, представленные эффузивными базальтами и дайками дацитового состава, а также дифференцированные известково-щелочные серии.

Пестрота этих вулканических серий связана с новым среднемиловым этапом развития океанического бассейна Тетис, во время которого была сформирована система незрелых энзиматических островных дуг и подводных вулканических гор [54].

Таким образом, вулканическая часть разрезов офиолитовой ассоциации имеет весьма сложное и незакономерное строение. Выше были охарактеризованы только три их подтипа. Однако не следует думать, что эти примеры исчерпывают все их разнообразие.

2. Вулканические комплексы офиолитов ассоциируют с несколькими типами осадочных пород.

К первому из них относятся пелагические осадки, такие, как разноокрашенные радиоляриты и тонкослоистые микритовые известняки. Как правило, в толеитовых сериях эти осадочные породы залегают в кровле этих вулканических толщ, где они могут слагать достаточно мощные (150—300 м) пачки. Переслаивание этих пород с толеитовыми базальтами, описанное во многих работах, часто является кажущимся и связано с наличием сложных изоклинальных складок в этой части разреза. Дифференцированные и дифференцированные щелочные серии, наоборот, содержат многочисленные их линзы и пачки. Эти осадочные горизонты содержат обильную фауну радиолярий и конодонтов, которые в настоящее время позволяют уверенно датировать возраст вулканических серий.

К особому типу железомарганцевых осадков следует отнести умберы — аналог металлоносных осадков современных океанов. Эти породы вишнево-красные, иногда почти черные образуют маломощные линзы и пласты, прослеживающиеся на первые десятки метров. Нередко они слагают и межподушечные пространства.

Типичны также и гиалокластиты, ассоциирующие с базальтовыми и андезитовыми потоками. Эти породы представляют собой стекловатый обломочный материал, возникший на месте при раздроблении или перемыве и переотложении стекловатой корки подушечных лав.

Ко второму типу осадочных пород, ассоциирующих с вулканическими породами офиолитов, относятся различные вулканогенно-осадочные породы (туфобрекчии, туфы, тифротурбидиты и др.). Они практически отсутствуют в толеитовых сериях и необычайно характерны для вулканических толщ, надстраивающих толеиты.

К третьему типу относятся известняковые глыбы и линзы, включенные в состав вулканических свит, что особенно характерно для разрезов Малокавказского типа. Часть из них вне всякого сомнения представляют собой биогермы или биостромы; другая их часть (небольшие массивы, блоки) — продукты разрушения этих построек и обломки, скатившиеся из мелководных областей в глубоководные. К третьему типу относятся экзотические блоки, не имеющие никакого отношения к вулканогенным сериям. Так, например, в разрезах Малокавказского типа верхнеюрские базальты содержат массивы и глыбы верхнедевонских [21] и верхнетриасовых известняков, а также мраморов, чей возраст вплоть до настоящего времени остается неизвестным.

3. При картировании вулканических серий возникает необходимость выяснения условий их залегания, что относительно просто делается при наличии прослоев осадочных пород (хотя и здесь возникает ряд трудностей в связи с изоклинальной складчатостью) и совсем непросто — в монотонных вулканиче-

ских сериях. В связи с этим мы рекомендуем ряд методов, значительно облегчающих эту задачу.

Как уже говорилось выше, большинство вулканитов офиолитового комплекса (разного типа базальты и андезиты) были сформированы в подводных условиях, в связи с чем для них характерна подушечная текстура. Большинство подушек, которые видны в реальном обнажении, представляют собой поперечные срезы труб, возникающих на дне моря при разделении лавового потока на ряд струй. Во время этого процесса, при соприкосновении с морской водой происходит моментальное застывание наружных частей этих струй и они превращаются в трубообразные тела, внутри которых еще продолжается течение лавы. При неоднократном повторении извержений эти трубы образуют как бы необъятную "поленицу", в которой нижний ряд "полен" (труб) к моменту наложения (излияния) каждого более верхнего ряда является уже застывшим. Поэтому жидкий расплав каждого более верхнего потока, уже разделенного на ряд струй, стремится приспособиться к структуре поверхности, на которую он изливается. В связи с этим возникает своеобразная структура, в которой многие из труб как бы имеют ножку, которая приурочена к межтрубному пространству подстилающего потока и всегда ориентирована вниз по разрезу. В том случае, когда нижняя труба имеет большой диаметр, а верхняя струя — малый, то ножка может отсутствовать. В этом случае верхняя струя или струи при застывании как бы повторяют очертания нижней трубы, образуя в поперечном сечении трубы караваеобразной формы, верхние края которых изогнуты вниз, а нижние повторяют форму нижней трубы.

Знание этих текстурных признаков необходимо при составлении разреза и условий залегания вулканических толщ. Дополнительным критерием в спорных случаях, возникающих при плохой обнаженности и фрагментарности разреза, может служить расположение миндалин внутри подушки, которые главным образом располагаются в верхней ее части, где их больше и они крупнее. Это связано с тем, что газы, выделяющиеся при излияниях, естественно устремляются вверх и локализуются в выделенности случаев в верхней части трубы.

Наличие осадочных прослоев в лавах, достаточное для определения падения пород, часто оказывается малоинформативным при определении верха и низа разреза. В этом случае следует обращать самое пристальное внимание на внутреннее строение этих прослоев. Некоторые из прослоев или пачек радиоляритов могут представлять собой турбидные потоки, нижняя и верхняя часть которых легко определяется по градационной слоистости. Кроме того, контакт осадочных прослоев (радиоляритов и микритовых известняков) с подстилающими покровами лав всегда холодный, а верхний — с более молодым лавовым покровом — нередко несет на себе следы обжига. Кроме того, здесь нередко удается заметить разрушение осадочного прослоя потоком лавы, включение его обломков в основание потока, вскипание карбонатного осадка или срезание осадочного горизонта нижней поверхностью вулканического покрова.

Знание всех этих признаков обычно оказывается достаточным для составления разреза и картирования структуры лавовых комплексов офиолитовой ассоциации.

4. Во многих случаях оказывается полезным определить направление течения лавового потока. Для этого следует знать, что расщепление одной относительно крупной трубы на ряд более мелких дочерних труб происходит по направлению течения лавовой струи. В плане сочетание этих труб будет иметь характер поваленного дерева, от ствола (главный поток) которого будут отходить ветки (дочерние струи), направленные главным образом в сторону его макушки.

5. Часто необходимо также знать относительную глубину излияния монотонных лавовых толщ, в которых отсутствуют осадочные горизонты, которые позволяют достаточно уверенно говорить о палеогеографической обстановке накоп-

ления вулканитов. В этом случае следует обратить внимание на внутреннюю структуру лавы. Если базальты и андезиты представлены афанитовыми породами с полным отсутствием миндалекаменных структур, то следует думать, что давление столба воды было большим и препятствовало выделению пузырьков газа из лавы и они, следовательно, изливались в относительно глубоководной обстановке. И наоборот, наличие многочисленных миндалин свидетельствует о том, что давление газа в лаве было большим, чем в столбе воды, и они, таким образом, формировались в относительно более мелкоководной обстановке по сравнению с афанитовыми базальтами и андезитами.

Как уже говорилось выше, сходные по внешнему облику и петрохимии офиолитовые ассоциации могут формироваться в разных палеогеодинамических условиях, как например, в зонах срединно-океанических хребтов и в области "малого" спрединга в задуговых бассейнах. Неоценимую помощь в установлении этой обстановки, а следовательно, и в классификации офиолитовых комплексов оказывают данные геохимических исследований, полученные за последние 10—15 лет.

Краткий обзор геохимических методов классификации офиолитов¹

Среди существующих методов классификации офиолитов первостепенное значение имеют варианты, в основе которых лежит актуалистический принцип сопоставления офиолитовых пород и типов разрезов с породами и структурой верхних частей литосферы разных геотектонических зон современных океанов. Такой подход, позволяющий в итоге реконструировать первичную тектоническую обстановку формирования конкретных офиолитовых массивов, стал достаточно обоснованным лишь в последние годы, когда появился значительный объем петрологических и геохимических данных для океанических и офиолитовых комплексов пород.

В настоящее время наиболее полно и всесторонне изучены самые верхние, вулканогенные горизонты океанской литосферы. Соответственно важнейшую роль в разделении офиолитов на разные петро- и тектонотипы играет геохимический анализ их эффузивных и дайковых комплексов. Он базируется на зависимости составов магм от сложной совокупности условий формирования и на практике осуществляется с помощью дискриминационных, петрохимических и геохимических диаграмм, полученных разными исследователями в результате обобщения и статистического анализа данных для кайнозойских вулканических серий из разных регионов земного шара. Как было показано, необходимыми для указанных целей свойствами обладают диаграммы, учитывающие соотношения таких главных и редких компонентов в продуктах вулканических извержений, закономерности распределения которых являются четкими петрогенетическими индикаторами и одновременно мало зависят от процессов последующих постмагматических преобразований пород.

В существующих публикациях наиболее часто применяются следующие виды бинарных и тройных диаграмм: 1) Ti—Cr, Cr—Y, Ti—Zr—Y [238]; 2) Ti/Cr—Ni [176]; 3) Th—Hf—Ta [257]. Все они обоснованы фактическим материалом и определяют принадлежность исследуемых пород к трем петротектоническим типам, поля которых выделены на диаграммах: абиссальные толенты, лавы океанических островов и лавы островных дуг. В тех случаях, когда аналитические данные по указанным комбинациям элементов отсутствуют, вполне удовлетворительные результаты по дискриминации пород на те же группы могут быть получены с помощью диаграмм типа Ti—V [248] и MnO—TiO₂—P₂O₅ [230].

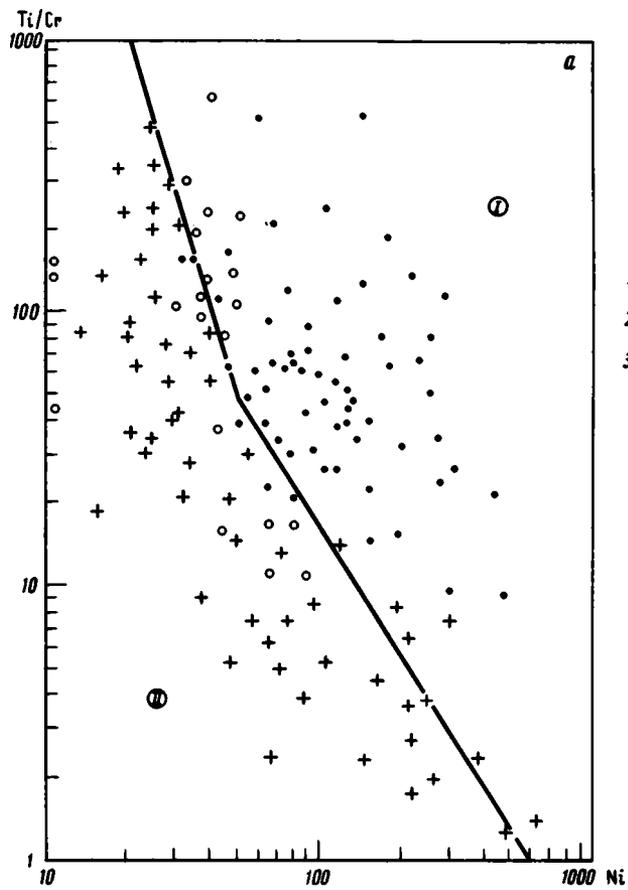
¹ Раздел написал А. Я. Шараськин.

Бинарные диаграммы, описывающие изменение отношений пары редких элементов в зависимости от концентрации элемента, который находится в числителе (т.е. вида $Zr/Y-Zr$), мало пригодны для решения дискриминационных задач. Как правило, области составов для пород с разной тектонической принадлежностью на таких диаграммах значительно перекрывают друг друга. Однако линейные тренды точек имеют в данном случае четкий петрогенетический смысл и характеризуют комагматичные серии пород, образование которых происходило в соответствии с термодинамическими законами равновесного плавления — кристаллизации (например, [18]). Поэтому диаграммы данного вида целесообразно использовать для решения задач петрологического характера, в частности для выявления возможных генетических связей между разными комплексами пород одного массива, для оценки составов родоначальных магм, расчета моделей магматической дифференциации и т.п.

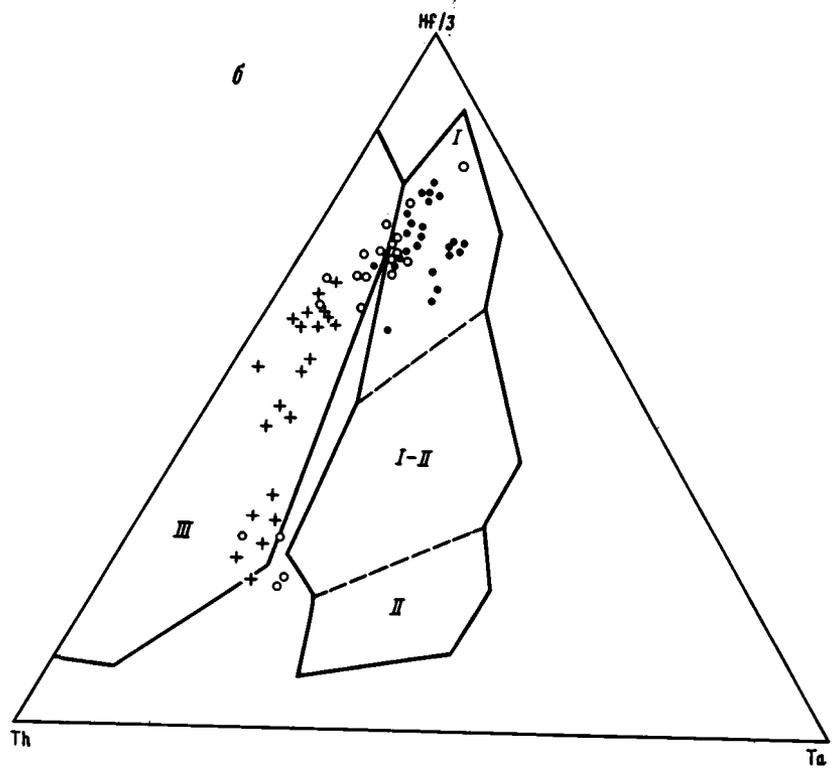
Имеющиеся в литературе примеры убеждают в том, что определение тектонической принадлежности вулканогенных комплексов офиолитов с помощью разных вариантов указанных выше дискриминационных диаграмм приводят к согласующимся результатам. Это можно видеть на двух диаграммах (рис. 26, а, б), которые обобщают литературные данные для пород некоторых офиолитовых массивов Альпийско-Гималайского пояса. Оба вида диаграмм показывают четкие различия геохимических характеристик для эффузивных и дайковых пород из офиолитов западного (Апеннины, Калабрия, Корсика) и восточного (Вуринос, Троодос) Средиземноморья и, если следовать аналогии с современными прототипами, указывают на формирование первых в условиях океанических зон спрединга и вторых в обстановке "островодужного" типа. Одновременно обе диаграммы хорошо иллюстрируют сложный характер тех же комплексов пород из офиолитов Омана, образование которых было сложным и проходило через несколько последовательных стадий [17].

Подобная согласованность результатов по различным выборкам геохимических данных представляет собой идеальный вариант, позволяющий считать геотектонические выводы достаточно аргументированными. Сложнее, когда результаты дискриминации пород по разным видам диаграмм в той или иной степени противоречат друг другу. В таких ситуациях следует иметь в виду, что разделительные линии на диаграммах получены эмпирическим путем, и значит степень их достоверности самым прямым образом зависит от представительности той базы данных, на основе которой они выводились в каждом отдельном случае. Кроме того, необходимо принимать во внимание, что надежность результатов при том или ином способе интерпретации зависит еще от степени сходимости аналитических данных, получаемых в разных лабораториях порою различными методами анализа с неодинаковыми погрешностями определений. Учитывая эти факторы, следует отдавать предпочтение одному из выводов дискриминационного анализа при их расхождении между собой.

В отличие от вулканогенных, плутонические породы и мантийные ультрабазиты океанских регионов изучены пока еще недостаточно полно. В имеющихся работах обобщающего характера по данному вопросу систематизированы главным образом петрохимические данные и особенности составов отдельных породообразующих минералов [133, 238, 247]. В свете обсуждаемых здесь проблем заслуживают внимания выводы названных авторов о существовании как минимум двух групп океанических габбро и ультрабазитов, различающихся между собой по характеру распределения и уровням концентраций титана, а также некоторых других петрогенных окислов. Здесь уместно подчеркнуть, что такой элемент, как титан, фигурирует в качестве одного из главных индикаторов в большинстве дискриминационных диаграмм для вулканогенных пород. Кроме того, заслуживают внимания еще два обстоятельства: 1) низко- и высокотитанистые разновидности габбро и ультрабазитов в океанских регионах пространственно



1
2
3



разобщены (первые приурочены к островным дугам с их вулканическими сериями, которым свойственны пониженные содержания титана, а вторые распространены во внутриокеанических областях, толеитовые и щелочные лавы которых более богаты этим элементом); 2) аналогичные группы габбро и ультрабазитов выделяются и среди пород офиолитовых массивов, причем и здесь в ассоциации с каждой из групп находятся однотипные с ними (т.е. низко- или высоко-титанистые) вулканогенные и дайковые комплексы.

К примеру, отмеченный выше контрастный характер геохимических параметров для лав и дайковых пород из офиолитов западного и восточного Средиземноморья остается в силе при сопоставлении их габброидов [133] и ультраосновных пород, относимых к мантийным частям разрезов. Такое совпадение индикаторных геохимических характеристик для пород из разных частей конкретных офиолитовых разрезов нельзя считать случайным. Примеров этому достаточно, и представление о генетических, хотя порою и сложных взаимосвязях "мантийных", плутонических и вулканогенных комплексов офиолитов принимается сейчас как вполне аргументированное.

Это представление дает основу для разработки петрологических критериев, которые наряду с геохимическими индикаторами могут служить задачам петротектонической классификации. Так, если лавы, дайки и породы расслоенного комплекса, составляющие единый разрез, образуются из единой родоначальной или определенной серии исходных магм, то в структуре расслоенных пачек должна найти отражение петрологическая последовательность кристаллизации минералов, характерная для магм данного состава. В частности, типичная для океанических толеитовых расплавов последовательность кристаллизации (оливин—плагиоклаз—клинопироксен) должна приводить к преобладанию дунит—троктолит—анортозит-габбровых ритмов в составе расслоенных комплексов. Со своей стороны, ранняя, непосредственно за оливином, кристаллизация пироксенов в бонинитовых и других типах магм островных дуг должна увеличивать пропорцию богатых пироксенами прослоев в их разрезах. Эти и подобные им петрологические предпосылки уже не раз подтверждались на практике изучения офиолитовых массивов. Если еще раз обратиться к западным и восточным районам Средиземного моря, то нетрудно заметить, что, например, в нижних частях разреза кумулятивных пород Северо-Апеннинских массивов отчетливо преобладают дуниты (часто плагиоклазсодержащие), троктолиты с прослоями анортозитов, а также высокомагнезиальные оливиновые габбро. Явно иной состав имеет та же часть разреза в массиве Вуринос. Троктолиты и анортозиты здесь отсутствуют, но зато широко распространены кумулятивные гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, а также оливиновые и безоливиновые вебстериты и клинопироксениты [242].

Подводя итоги петрологическим и геохимическим исследованиям офиолитов за последнее время, надо отметить, что они сыграли большую роль в решении проблем их классификации, происхождения и геотектонической эволюции. Благодаря именно этим исследованиям сейчас уже не возникают сомнения в том, что существуют офиолиты разных типов, возникшие в разных геотектонических зонах океанов и, как следствие, при неодинаковых физико-химических условиях дифференциации мантийного вещества. Наиболее контрастны по всем категориям признаков офиолитовые ассоциации, относимые к срединно-океаническому и остро-

Рис. 26. Классификация вулканогенных и дайковых пород офиолитовых массивов с помощью двух разных типов дискриминационных диаграмм [176, 191, 234, 238, 242]

a — диаграмма $Ti/Cr-Ni$ с полями океанических базальтов (I) и вулканических пород островных дуг (II) [176]; *б* — диаграмма $Th-Nf/3-Ta$ с полями океанических базальтов (I), пород океанических островов и поднятий (II) и вулканитов островных дуг (III) [257]. I—II — область перекрытия составов пород первого и второго типа.

1 — западные районы Средиземного моря (Северные Апеннины, Калабрия, Корсика); 2 — восточные районы Средиземного моря (Вуринос, Троодос); 3 — Оман

водужному типам. Массивы, где устанавливаются "чистые" линии признаков, характерных для каждого из этих типов, встречаются сравнительно редко. Более обычны случаи, когда комбинации индикаторных характеристик достаточно сложны. Это может быть связано со сложностью самих этапов формирования офиолитовой ассоциации, но может и возникать в результате тектонического смещения ассоциаций, изначально находившихся в разной обстановке. Отсюда следует, что, несмотря на все возможности и преимущества геохимических методов, их необходимо тесно сочетать со всеми другими методами геологии и тектоники. Только такой комплексный подход позволяет получать взаимосвязанные и дополняющие друг друга результаты, на основе которых можно восстанавливать историю происхождения и геологической эволюции пород офиолитовых ассоциаций.

Офиолитокластовые брекчи в разрезах офиолитов

Эти породы встречены во всех выделяемых в настоящей работе типах офиолитовой ассоциации, и их подробному описанию посвящена специальная работа [53]. Брекчи подобного типа могут быть разделены на две группы: брекчи, залегающие в кровле меланократового фундамента, и брекчи, залегающие внутри вулканогенно-осадочного разреза.

Брекчи в кровле меланократового фундамента. Наиболее широко известны из брекчий этой группы офикальциты, а вернее, их специфическая разновидность, выделенная итальянскими геологами под названием "Россо ди Леванто". Офикальциты этого типа представляют собой брекчированную ультраосновную породу (чаще всего серпентинизированную и иногда пропитанную гидроокислами железа), пронизанную сетью карбонатных прожилков и расположенную в кровле ультрабазитов параллельно подошве перекрывающих их пород (базальтов или яшм в Лигурийском типе, серпентинитокластовых конгломератов и песчаников в Малокавказском типе). В обнажениях видно, как относительно массивные ультраосновные породы вверх по разрезу (по мере приближения к кроющим породам) становятся все более и более трещиноватыми. В какой-то момент эти трещины начинают заполняться карбонатным материалом. Еще выше цемента становится все больше и больше, так что отдельные обломки серпентинитов или перидотитов начинают как бы плавать в карбонатном материале и порода приобретает вид брекчи с карбонатным цементом. Эти брекчи образуют неправильной формы линзы, иногда жиллообразные тела. Наибольшее количество обломков обычно встречается в краевых частях таких жил и затеков, где обломки абсолютно не окатаны и не сортированы. Если карбонатный цемент не перекристаллизован, то к центру "жил" карбонатные породы приобретают вид типичного микритового известняка белого или розового цвета с неясной слоистостью, подчеркнутой полосчатым распределением мелких серпентинитовых обломков. Эта слоистость, как правило, бывает ориентирована поперек карбонатной "жилы". В этом карбонатном цементе иногда встречаются обломки и целые раковины пелагических фораминифер [55]. Все это говорит о том, что в момент осаждения карбонатного ила раздробленные и уже серпентинизированные ультраосновные породы были обнажены на дне морского бассейна, где их обломки и были сцементированы карбонатным материалом.

Наличие офикальцитов в кровле ультраосновных пород всегда ясно указывает на перерыв во время образования разреза офиолитовой ассоциации (Лигурийский и Малокавказский типы [53]) или после его формирования (Оманский тип [55]).

Другим своеобразным типом брекчий этой группы являются брекчи преимущественно габбрового состава, которые встречены только в разрезах Лигурийского и Малокавказского типов [53]. Их строение принципиально не отличается

от такого офикальцитов, за исключением того, что обломки в этой брекчии сложены породами основного состава. Преобладают обломки габбро и метагаббро, цементированные мелкораздробленной массой, состоящей из обломков габбро и их минералов. Этот цемент и обломки нередко пропитаны окислами и гидроокислами железа. Нередко пироксены в габбро замещаются гематитом. Характерной чертой такого типа брекчий является присутствие в них обломков диабазов и долеритов. Одновременно в обнажениях прекрасно видны дайки того же состава, секущие брекчии. Вдоль их краев видны зоны закалки. Диабазы внутри даек сильно брекчированы, дайки иногда разорваны и изогнуты, но в целом сохраняют свою первичную интрузивную форму. Полное тождество диабазов в дайках и обломках внутри брекчий указывает на то, что эти фрагменты являются частями растащенных и брекчированных даек, внедрение которых происходило параллельно с образованием брекчий. Последние порции базальтовой магмы внедрялись уже в более спокойной тектонической обстановке, и продолжающееся брекчирование привело лишь к дроблению породы внутри дайки.

К вышесказанному следует лишь добавить, что на Малом Кавказе в состав брекчий входят также зеленые сланцы, прорываемые дайками, а также редкие хорошо окатанные небольшие обломки мраморов и известняков.

Иногда в составе брекчий этого типа (Лигурия) преобладают обломки феррогаббро, ферродиоритов, габбро-амфиболитов, амфиболитов и плагиогранитов.

Брекчии внутри вулканогенных и осадочных пород офиолитового комплекса. В Лигурийском типе разреза эти брекчии встречаются очень часто и расположены на разных стратиграфических уровнях. Они залегают как внутри вулканогенной части разреза, где они отделяют массивные лавы от подушечных, так и в его кровле. Отдельные линзы брекчий располагаются и внутри радиоларитов. Линзы, пласты и пакки брекчий имеют мощность от 10 до 250 м. В зависимости от состава обломков эти брекчии могут быть разделены на два типа.

В первом из них преобладают обломки диабазовых подушек и массивных долеритов. В подчиненном количестве встречаются обломки флазер-габбро. Во втором встречены преимущественно габбровые обломки. В брекчиях обоих типов в резко подчиненном количестве встречены фрагменты серпентинитов и офикальцитов. Очень редки обломки яшм и тремолитизированных пород, возникших по лерцолитам, габбро и серпентинитам. Преобладают обломки диаметром 10—15 см, хотя встречаются и блоки, достигающие 1 м. Все эти полуокатанные и неокатанные щелбевидные обломки плотно притерты друг к другу и окружены примазками цемента, который состоит из мелких обломков тех же пород, кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, цементированной хлоритовой массой. Характерной особенностью всех этих брекчий является присутствие в их разрезе горизонтов и линз аргиллитов, песчаников и осадочных микробрекчий, которые в целом ряде случаев цементируют и более крупные обломки. В этих осадочных образованиях нередко видны градационные циклы. Обломки в этих породах сложены главным образом остроугольными, иногда полуокатанными обломками диабазов, габбро и слагающих их минералов.

В Малокавказском типе брекчии этой группы отсутствуют, однако в разрезах альба-сеномана широко распространены горизонты офиолитокластовых турбидитов (см. выше), содержащие хорошо окатанные обломки и глыбы (до 30 см в диаметре) ультраосновных пород и габбро. Эти турбидиты переслаиваются с яшмами, которые представляют собой осадки глубоководного бассейна, в который скатывались турбидитные потоки.

Все вышеперечисленные классы брекчий представляют собой неотъемлемую часть офиолитового разреза и были сформированы у подножия крутых уступов (за исключением офикальцитов) в обстановке океанической коры.

Термин "меланж" (смесь) был введен в геологическую литературу И. Гринли¹, который под названием "автокластический меланж" выделил в докембрии о. Энглси (Уэльс, Англия) сложнопостроенную тектоническую брекчию, состоящую из блоков спилитов, диабазов, кварцитов, известняков, яшм и крупнозернистых песчаников, сцементированных сланцевым цементом. Образование меланжа, по И. Гринли, связано с чисто тектоническими причинами: дроблением и перемешиванием пород во время движения крупных шарьяжей.

Одна группа исследователей (К. Хсю, А.В. Пейве, В.Е. Хаин, А.Л. Книппер) вслед за И. Гринли считает меланж чисто тектоническим образованием, возникшим при дроблении и перемешивании разных по происхождению комплексов, что и объясняет его пестрый состав. Согласно этой точке зрения разнородность пород в меланже вторична и целиком связана с тектоническими причинами.

Согласно другой гипотезе, неоднородный петрографический состав меланжа первичен и связан с конседиментационным перемешиванием пород. Эта гипотеза, близкая к олистостромовой, предложена А. Гансером в 1959 г. Близкой точки зрения придерживается и И.И. Белостоцкий, выделивший "осадочный меланж". В основе последней точки зрения лежит вполне реальный геологический факт, заключающийся в том, что тектонически деформированную олистострому очень трудно отличить от типичного меланжа. В то же время отличать эти разные по происхождению комплексы необходимо, поскольку геологическая история конкретного геологического региона в зависимости от принятия той или иной точки зрения будет выглядеть абсолютно по-разному.

Этому вопросу, а также некоторым принципам определения понятия "меланж" посвящена работа К. Хсю, где он пишет, что меланжем являются такие картируемые и имеющие конкретную границу тела деформированных пород, которые характеризуются включениями тектонически перемешанных обломков или блоков, достигающих нескольких миль длины и заключенных в повсеместно распространенный рассланцованный цемент. Любой меланж состоит из экзотических и из собственных блоков, а также из цемента, в котором как бы плавают экзотические блоки, представляющие собой тектонические включения, вырванные из каких-либо окружающих пород, соседствующих с телом меланжа.

К. Хсю в этой работе описывает меланж, цемент которого сложен осадочными породами. Отличить этот меланж от первичной олистостромы в зонах с развитием интенсивных тектонических деформаций, естественно, очень трудно. Однако этот вопрос все же может быть решен при внимательном изучении цемента и включенных в него глыб. Цемент в меланже повсеместно носит следы деформаций в уже консолидированных породах, в то время как в цементе олистостромы всегда обнаруживаются следы течения неконсолидированного осадка, подводно-оползневые деформации и градационная слоистость. Что же касается глыб, то в меланже присутствуют глыбы, возраст которых моложе возраста цемента, что, конечно, не встречается в олистостромовых комплексах. Картирование меланжевых комплексов, по мнению К. Хсю, должно быть основано на некоторых правилах, наиболее важными из которых представляются следующие: 1) составление геологических карт меланжевых зон не может быть основано на предположении о протяженности пластов; 2) последовательность разреза меланжа не может быть основана на предположении о нормальном наслоении; 3) определение возрастного интервала образования всех пород меланжа на основании древнейшей и наиболее молодой фауны, содержащейся в меланже, неверно.

¹ Вопрос о термине "меланж" был подробно рассмотрен в работе "Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области" (Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 267. С. 208), где читатель может найти все необходимые ссылки на литературу.

К этим трем "правилам" меланжа можно добавить еще одно, уже отмеченное В.Е. Хаином: нижний контакт меланжа с любыми подстилающими его образованиями всегда тектонический.

Итак, меланж — это тектонически передробленный и перемешанный комплекс пород, состоящий из деформированного цемента и экзотических глыб, часть из которых моложе возраста цемента. Законы нормальной седиментации неприменимы по отношению к меланжевым комплексам.

Меланж может иметь самый разнообразный состав цемента и глыб. В связи с этим возникает проблема его классификации. Состав экзотических блоков мало что дает в этом смысле, поскольку он в значительной мере случаен. Меланж удобнее всего разделять по составу его цемента, поскольку он никак не является случайным элементом этой тектонической брекчии. В связи с этим могут быть выделены песчано-сланцевый меланж, гипсовый меланж (в кепроках соляных куполов), серпентинитовый меланж и др. Наиболее часто в природе встречается серпентинитовый меланж (термин предложен А.Л. Книппером в 1971 г.), многократно описанный во многих складчатых областях и включающий в себя породы офиолитовой ассоциации и экзотические блоки; он может быть подразделен, по классификации А.В. Пейве, на мономиктовый (состоит только из пород офиолитовой ассоциации) и полимиктовый (в случае более разнообразного состава глыб). Серпентинитовый меланж может возникать на самых разных этапах формирования складчатой области. Он известен в виде захороненных в олистостроме гравитационных покровов (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа), в основании и на продолжении офиолитовых аллохтонов (Урал, Северо-Восток СССР), внутри протрузий (Малый Кавказ), аккреционных призмах (Макран, район Анкары), где он чередуется с офиолитокластовой олистостромой и флишем, а также вдоль крупных сдвигов (Вардарская зона Динарид).

Важное свойство серпентинитового меланжа заключается в том, что его образование не ограничено каким-то одним интервалом геологического времени, что характерно для серий осадочных пород (в том числе и олистостромовых комплексов). Формирование серпентинитового меланжа импульсивно и связано с этапами тектонических сжатий, во время которых он вновь приходит в движение в виде тектонических покровов и протрузий. В это время он усложняет свою внутреннюю структуру и, захватывая новые тектонические отторженцы, изменяет свой внутренний состав. Такие важнейшие характеристики любой породы, как структура и состав, в серпентинитовом меланже с течением времени могут не оставаться постоянными.

Офиолиты и геодинамика

Выше было показано, что офиолитовые комплексы имеют разное строение, что для них характерна разная полнота разреза и существенно разные взаимоотношения между его членами. Все эти данные позволяют говорить, что выделенные типы разрезов формировались в разных обстановках, вполне сопоставляемых с обстановками современных структур с корой океанического типа. Больше того, даже в строении одного офиолитового разреза (типа), как правило, запечатлены минимум два этапа их образования. Все это позволяет говорить о том, что офиолиты Оманского типа были сформированы в зонах спрединга (срединно-океанического или задугового) и энсиматических островных дуг, Лигурийского типа — в рифтовых зонах (или трансформных разломах). Малокавказский тип был создан в еще более сложных условиях, когда разные палеогеодинамические обстановки сменяли друг друга во времени. Возможны и другие ситуации [219].

Таким образом, офиолитовая ассоциация является очень чутким индикатором палеогеографических (палеогеодинамических) условий и внимательное изучение ее внутреннего строения позволяет нам восстановить историю формирования и

Таблица 2. Предполагаемый характер напряжений во время формирования офиолитового комплекса Омана

Часть офиолитового разреза	Характер напряжений	Принцип для установления характера напряжений
Дунит-гарцбургиты	Сжатие в условиях верхней мантии	Пластические деформации в безводных условиях при высокой T и умеренном P
	Растяжение во время перемещения в верхние части литосферы	Ранняя петельчатая лизардитовая серпентинизация
Расслоенная серия и изотропное габбро	Образование открытой магматической камеры в условиях растяжения	Строение расслоенных серий, состав оливинов
Комплекс "дайка в дайке"	Растяжение	Особенности внутреннего строения комплекса
Нижний лавовый комплекс	Растяжение	Трещинный характер излияния, связь с комплексом "дайка в дайке"
Верхний лавовый комплекс	Сжатие	Образование метаморфических пород в результате внутриокеанических деформаций

развития бассейна с океанической корой в его динамике от момента его возникновения до времени закрытия и шарьирования офиолитовых масс на края обрамляющих этот бассейн континентов или островных дуг. Внимательный анализ разреза офиолитовой ассоциации также позволяет восстановить и характер напряжений (растяжение, сжатие, сдвиг), господствовавших на том или ином этапе деформирования офиолитового комплекса. Рассмотрим последовательность этих событий на примере офиолитов Оманского типа (табл. 2).

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ПОВРОВО-СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Тектонические покровы широко распространены в большинстве складчатых сооружений мира. Обычно они определяют стиль их структуры, что позволяет рассматривать такие сооружения не просто как складчатые, а покровно-складчатые. Тектоническими покровами (шарьяжами, наппами) называются структуры перекрытия, в которых по вертикали совмещены первоначально пространственно разобщенные комплексы пород. Следует отметить известную неопределенность понимания термина "покров". Существуют два подхода: количественный и структурный. Количественный основан на величине амплитуды перекрытия. Так, например, В. Шван предложил называть покровом всякое крыло любого надвига амплитудой свыше 10 км. Уязвимость подобного рода критериев очевидна. Во-первых, амплитуды в 10, 20 км и более часто не являются граничными, присутствия принципиально различным в морфологическом отношении дислокациям. Во-вторых, истинные величины шарьирования часто не могут быть определены с достаточной точностью, вследствие чего геологу приходится иметь дело с минимальными видимыми амплитудами. По-видимому, более строгим является структурный подход. В этом случае покровом принято считать надвинутую массу, ограниченную плоскостью надвига, смещение вдоль которого происходило сначала вверх, а затем вниз, в результате чего фронтальная часть смещаемого комплекса структурно обособлялась. Вместе с тем следует учитывать, конечно, что многие покровные нарушения обладают огромными (многие десятки и сотни километров) амплитудами, что позволяет выделить их в особую категорию структур.

В морфологическом отношении обычно выделяются три типа покровов: 1) покровные пластины, 2) покровные лежачие и ныряющие складки, 3) пластины, смятые в покровные складки. Довольно часто в литературе встречается понятие "покровы чехла и основания". Первые сложены только осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями, сорванными со своего кристаллического основания (сиалического или меланократового), вторые включают в состав шарьированной массы породы этого основания. Такое разделение, на наш взгляд, является формальным, так как сорванные пластины чехла обычно развиваются в кровле покровов основания. Кроме того, оба указанных типа покровов часто образуют единую систему. В этом случае поверхность базального срыва может переходить с чехольного уровня в фундамент и наоборот. В морфологическом же отношении все отмеченные выше типы характерны как для покровов чехла, так и покровов основания.

1. Покровы-пластины — основной тип нарушений. Среди них различаются две разновидности структур. Первая представляет собой систему относительно небольших, но многочисленных пластин. Амплитуда перемещения каждой такой пластины обычно невелика (от нескольких до первых десятков километров), хотя суммарные размеры сокращения первоначальной ширины деформируемого объема горных пород из-за многочисленности нарушений могут достигнуть внушительных размеров. Как правило, указанные нарушения генетически связаны с поверхностью базального срыва, экранирующего снизу всю систему рассматриваемых покровов (рис. 27). Часто пространственно они ассоциируют с бескорневыми гребневидными складками. Система срыв—дисгармоничное смятие смещаемой толщи—рассечение подвернутого крыла складок надвигами—трансформация висячего крыла таких складок в пластины сейчас доказана для большинства складчатых сооружений мира, особенно внешних их зон (Гельветские Альпы, Провинция Долин и Хребтов в Южных Аппалачах, краевой прогиб Южного Урала, Центральный Памир и др.).

Второй разновидностью покровов-пластин являются гигантские, амплитудой в многие десятки и сотни километров, относительно монолитные, тонкие (мощность до 10 км) пластины. Вторично они могут быть достаточно сложно деформированы. Обычно подобного рода пластины характерны для внутренних зон покровно-складчатых поясов, хотя в процессе своего развития могут быть шарьированы и в пределы прилегающих платформенных областей (например, краевые офиолитовые аллохтоны Урала и Аппалач). Установление подобного рода нарушений как единых структур из-за их размеров представляет проблему. Вместе с тем очевидно, что такие структуры реально существуют. Примером могут служить хорошо изученные сейчас Восточно-Альпийские покровы (амплитуда свыше 100 км), покров Голубого Хребта и Внутреннего Пидмонта (около 250 км), каледонские покровы Скандинавии (около 300 км), Майницкий покров в Корякии (около 150 км) и др.

2. Среди покровных складок выделяются структуры продольного изгиба и течения. Особенно широко распространены покровные (лежачие или ныряющие) складки продольного изгиба (Гельветские Альпы, Бетские Кордильеры, Динариды, Памир, Карпаты и др.). Покровные складки течения, известные под названием покровов пеннинского типа, описаны в Пеннинских Альпах, на Памире, в Гималаях, Внутреннем Пидмонте (Аппалачи), Грампианском нагорье (Шотландия).

Складки продольного изгиба (рис. 28), имеющие правильную поперечную конфигурацию, могут образовать целые каскады, число отдельных элементов в которых иногда достигает 10—15. Различаются складки со срезанными подвернутыми крыльями, когда смещение тела покрова сопровождается истиранием толщ, и складки с сохранившимися подвернутыми крыльями, в которых продвижение осуществлялось путем перекаtywания смещаемой толщи через замок складки. Очень характерно здесь явление дисгармоничного расслоения, когда

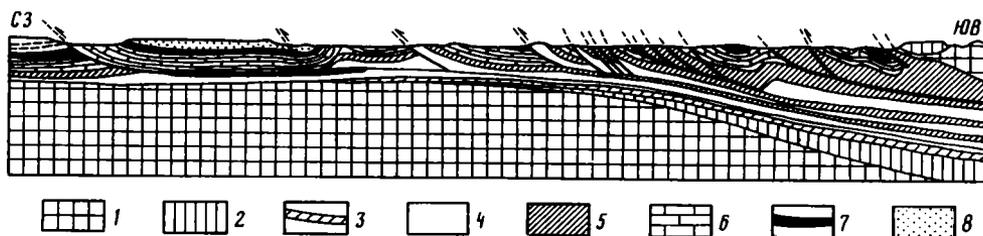


Рис. 27. Геологический профиль через Провинцию Долин и Хребтов в Южных Аппалачах по Ф. Кингу

1 — докембрий; 2 — группа Чилловия (E_1); 3 — формация Шейди (E_1); 4 — формация Ран (E_1); 5 — группа Канасуга (E_2); 6 — формация Нокс (E_3-O_1); 7 — средний ордовик—девон; 8 — миссисипий

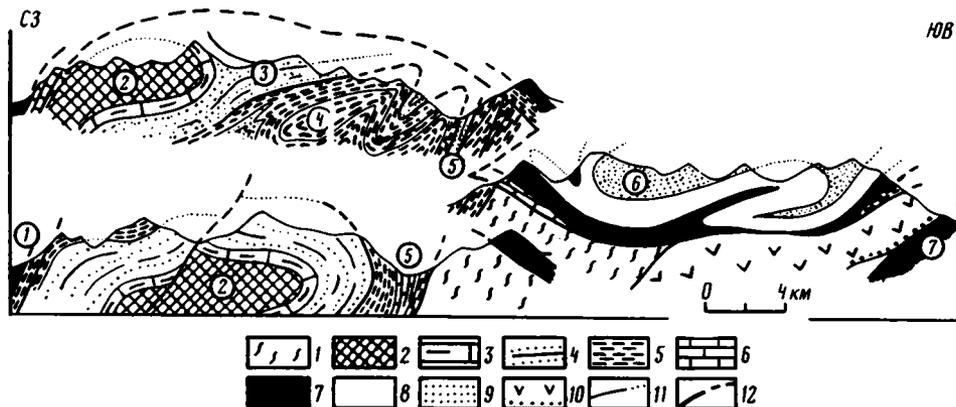


Рис. 28. Геологические профили через Центральный Памир

1 — изгулемский комплекс (PR); 2—4 — ванчский комплекс (PR₁—PZ₁); 2 — барнаваджская свита, 3 — изгулемская свита, 4 — джамакская свита; 5 — зорабатская и козындийская свиты (E_3-O_3); 6 — известняки ($S_{1,2}$); 7 — песчаники и аргиллиты (T_3-J_2); 8 — известняки, мергели ($J_2, 3$); 9 — песчаники, конгломераты (K—P); 10 — андезиты, песчаники, конгломераты (P); 11 — стратиграфические контакты; 12 — разрывы. Структурные элементы: 1 — Ванчская корневая зона, 2 — Ванчская антиклиналь, 3 — Ванчская антиклиналь (хвостовая часть), 4 — Гудживасайская синклинали, 5 — Язгулемская корневая зона, 6 — Язгулемский аллохтон, 7 — Бартангский автохтон

верхние части деформируемой толщи висячем крыле покровных антиклиналей смещаются независимо, образуя сорванные пластины.

Для покровов пеннинского типа, обладающих более сложной морфологией, присуще послыжное течение вещества, которое обуславливает резкое изменение мощности, появление послышной дисгармонии. Согласно схеме В. Набольца, формирование типичных Пеннинских покровов связано с ремобилизацией пород кристаллического фундамента, которые в пластическом состоянии в условиях сжатия на глубинных уровнях вдавливаются в перекрывающий чехол, образуя систему складок, ядра которых слагают кристаллические оболочки — осадочные породы (рис. 29).

Ниже мы кратко остановимся на характеристике структурных элементов указанных типов покровов, а также методов их изучения в поле. Описание конкретных примеров в данном разделе ограничено, так как в развернутом виде оно дается в главе 3.

Надвинутое (висячее) крыло покровной структуры называется аллохтоном,

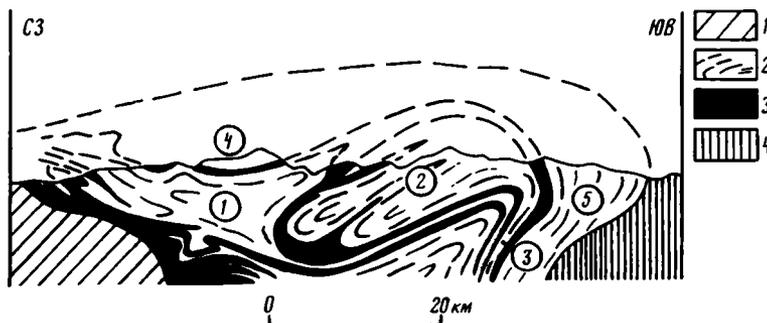


Рис. 29. Структурный профиль через Пеннинские Альпы по Э. Аргану

1 — Нижнепеннинские покровы; 2, 3 — Верхнепеннинские покровы; 2 — гнейсовые ядра, 3 — вулканогенно-осадочная оболочка; 4 — Восточно-Альпийские покровы. Структурные элементы: 1 — покров Сен-Бернар, 2 — покров Монте-Роза, 3 — корневая зона Монте-Роза, 4 — покров Дан-Бланш, 5 — корневая зона Сезиа

лежащее — автохтоном. В случае системы пластин (складок) автохтоном считается наиболее глубинный из скрытых элементов. Выше автохтонных часто залегают небольшие покровы или чешуи, которые образовались в результате стесывания верхней части автохтона в процессе движения аллохтона. Указанные элементы выделяются как параавтохтонные. Исторически сложилось так, что автохтон обычно считался стабильным, пассивным элементом, на который активно надвигались шарьрируемые массы. Однако сравнительный анализ структуры автохтона и аллохтона в ряде покровно-складчатых сооружений показал, что автохтоны иногда имеют более сложную и напряженную структуру, нежели перекрывающие их покровы. Отсюда делается вывод об относительности понятия автохтон, который может являться более подвижным элементом. В этом случае относительный автохтон рассматривается как элемент, пододвинутый под более или менее стабильный покров (относительный аллохтон). Рассматриваемый комплекс вопросов скорее связан с генетическими проблемами шарьрирования. В структурном же смысле автохтоном следует считать нижний, аллохтоном — перекрывающий элементы покровного нарушения.

Покровные лежащие складки по фронту часто расщепляются на серию осложняющих их нарушений, получивших название дигитации. Иногда часть слоев, образующих лежащие складки, отслаивается, смещается независимо, образуя хвостовую складку (см. рис. 28). Отслоенные и смещенные (внешние) толщи в структурном отношении представляют собой оболочку, внутренние — ядро покровы.

В пределах каждого покровы выделяется фронтальная и тыльная части. Фронт (лоб) покровы — его внешняя по ходу движения часть. Истинный фронт соответствует внешней части аллохтона, избежавшей существенного размыва, видимый — претерпевший значительную эрозию. В этом случае перед фронтом покровы сохраняются тектонические останцы (клиппены) — остатки когда-то единого аллохтона. По мере погружения плоскости сместителя они сливаются с основным телом аллохтона, в поле развития которого из-под надвинутых толщ местами появляются подстилающие. Указанные участки называются тектоническими окнами.

Серия пластин, обладающих определенным структурно-вещественным сходством, группируется в покровный пакет. Последний может быть трансгрессивно перекрыт отложениями, фиксирующими конечный этап шарьрирования для данного пакета. Указанные отложения рассматриваются как неавтохтон. Пакет или несколько пакетов пластин, "запечатанных" единым неавтохтоном, объединяются

в систему покровов. В пределах некоторых складчатых сооружений (Альпы, Корякия, Урал и др.) установлено два и более неавтохтонов, что отражает длительность процессов шарьирования. Так, например, в Корякском хребте выделяются юрско-раннемеловой, маастрихтский, эоценовый и миоценовый этапы шарьирования, что подтверждено наличием соответствующих неавтохтонных чехлов.

Очень важным является понятие о корнях покровов. Обычно используются два термина: зона корней и область корней. Зона корней (рубцовая зона, альпийская линия, покровная сутура) — относительно узкая полоса более или менее крутых клиньев, сложенных породами, в фациальном отношении сходными с теми, которые образуют аллохтон (см. рис. 28, 29). В идеальном случае (например, Альпы) каждому покрову соответствует вполне определенная корневая зона. Пространственно она может быть отделена от покрова, но может и смыкаться с ним (Центральный Памир). Корневая область (родина покровов) понимается более широко и употребляется для обозначения места, когда-то занимавшегося аллохтоном.

В заключение кратко остановимся на явлении ретрошарьирования. Ретрошарьяжами обычно называются пластины и лежащие складки, характеризующиеся встречной вергентностью по отношению к направлению смещения основного аллохтона. Указанное явление лишь сравнительно недавно было установлено в Западных Альпах, Бетской Кордильере, на Памире (рис. 30) и в Южном Тянь-Шане.

Шарьлируемые толщи редко образуют пологие аллохтонные массы. Как всякие геологические тела, в процессе складчатости они деформируются, сминаясь в антиформы и синформы, т.е. антиклинали и синклинали с аномальным (неправильным) чередованием горизонтов (рис. 31). Подобного рода структуры описаны во всех регионах, где установлены покровные нарушения.

Изучение покровов, как и любого геологического объекта, включает полевые исследования и камеральную обработку собранного материала. На этой основе дается их морфологическая и генетическая интерпретация. Конечной же целью любых исследований покровных структур является восстановление той палеотектонической обстановки, которая существовала здесь до шарьирования. Изучение покровных нарушений в поле при крупномасштабной геологической съемке не требует каких-то особых приемов, лишь степень детальности работ здесь выше, а умение устанавливать на местности достаточно специфические разрывные и складчатые дислокации обязательно. В то же время интерпретация полученного полевого материала требует применения специальной методики (в общем малоизвестной широкому кругу геологов-съемщиков).

Как следует из самого определения покровов, основная задача при проведении полевых исследований сводится к установлению самого факта структурного совмещения первоначально разобщенных объектов. Решение этой задачи во многом будет зависеть от геолого-геоморфологической обстановки, в которой приходится работать геологу. Хорошая вертикальная обнаженность, наличие скальных стенок, позволяющих видеть структурное соотношение разновозрастных толщ, являются одними из главных условий, дающих возможность уверенно наблюдать покровные налегания. Именно поэтому наиболее однозначно проблема шарьяжей решена в областях с альпийским рельефом.

Перед началом площадной съемки следует проводить рекогносцировочные маршруты, в процессе которых устанавливается сам факт существования покровных нарушений. Трудно дать какие-либо стереотипные рекомендации при планировании таких маршрутов, так как это зависит от ряда конкретных условий: геолого-геоморфологических особенностей района, степени его изученности (в первую очередь стратиграфической), наличия горных выработок и т.д. Однако необходимо стремиться проводить исследования в участках, характеризующихся

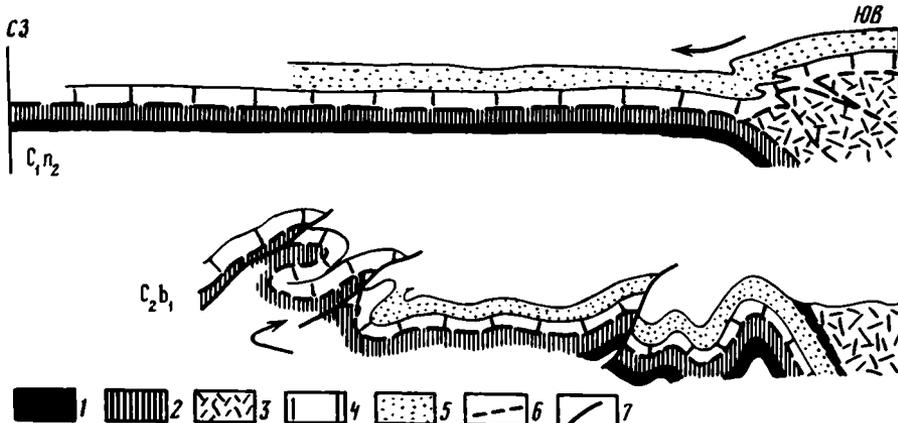


Рис. 30. Схема формирования ретрошарьяжей Юго-Западного Дарваза

1, 2 — Калайхумбская зона: 1 — ультрабазит-базитовый комплекс, 2 — вулканогенно-осадочная толща (С₁₋₂); 3—5 — Висхарви-Курговатская зона; 3 — баршидская серия (PR), 4 — висхарвская и дикзанкоуская и дикзанкоуская свиты (V—D), 5 — сауксайская серия (С₁); 6 — поверхность шарьяжа; 7 — ретрошарьяжи

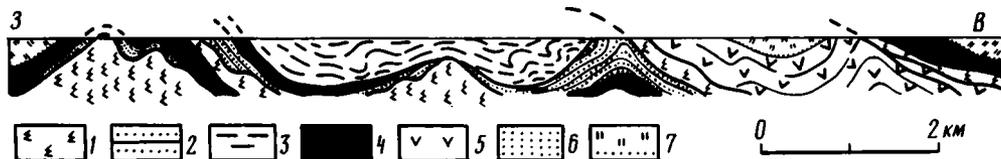


Рис. 31. Геологический профиль через южную часть Сакмарской зоны Урала

1 — серпентинитовый меланж; 2 — песчаники, аргиллиты, базальты (O₁₋₂); 3 — туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, конгломераты (O₂—S₁); 4 — фтаниты (S₁₋₂); 5 — базальты, яшмы, фтаниты (O₂—S₂); 6 — песчаники, известняки, микститы (D₁₋₂); 7 — конгломераты, кремни (D₂—C₁)

достаточной обнаженностью, хорошей возрастной определенностью толщ и сравнительно пологим их залеганием. Особо отметим проблему стратиграфического обеспечения проводимых работ. Очевидно, что доказанность покровов тем выше, чем лучше обоснован возраст авто- и аллохтона. Опыт изучения покровных нарушений показывает, что проблема удовлетворительно решается в шельфовых и склоновых (миогесинклинальных) зонах. Не случайно именно здесь (Гельветские Альпы, покровы Емтланд в скандинавских каледонидах) шарьяжные структуры были установлены еще в прошлом столетии (работы М. Бертрана, Г. Шардта, М. Люжона, А. Гейма, А. Тернбома и др.). Для внутренних (эвгесинклинальных) зон с их зачастую слабо охарактеризованными фаунистически вулканогенными и вулканогенно-осадочными сериями дело обстоит сложней. Лишь сравнительно недавно в связи с успехами в изучении радиоярий и конодонтов, извлекаемых из кремнистых пород, удалось доказать широкое развитие покровных нарушений для целых регионов. Примером могут служить приокеанические зоны Востока СССР (Корякия, Камчатка, Сихотэ-Алинь, Сахалин), где покровы до последнего времени не выделялись.

При проведении рекогносцировочных маршрутов следует пересекать основные разновозрастные и разнофациальные комплексы, установленные при проведении мелкомасштабной съемки. В случае выявления тектонического контакта тщательно исследуются особенности состава и мощность полосы тектонитов вдоль плос-

кости сместителя, ее наклон и, главное, соотношение падения сместителя и слоистости в обоих крыльях разрыва. Особенно пристальное внимание следует уделять разрывам надвигового и взбросового типа, которые могут оказаться частью смятой поверхности регионального срыва или шарьирования. Очень важно планировать маршруты так, чтобы имелась возможность осмотреть тектонические контакты разновозрастных толщ по обеим сторонам структуры. Если плоскости сместителей падают навстречу друг другу и наклонены под полосу развития более древних образований, есть основание предположить, что они смыкаются на глубине, ограничивая снизу покровный останец.

Мощные брекчии довольно редко встречаются вдоль плоскостей крупных шарьяжей. Гораздо чаще здесь можно наблюдать узкие зоны глинок трения, милонитов и перекристаллизованные породы (например, в известняках). Достаточно мощные зоны грубообломочных брекчий появляются лишь там, где в соприкосновение приходят породы, резко отличающиеся по своей компетентности. Примером такого рода брекчий являются разнообразные меланжи, в том числе и наиболее распространенный серпентинитовый меланж. В целом же следует сказать, что по особенностям тектоники трудно судить о характере и амплитуде движения масс. Пожалуй, единственным свидетельством значительного их перемещения служит присутствие экзотических глыб, захватываемых подошвой аллохтона. В этом же плане можно рассматривать и микститы — осадочные глыбовые образования. Сами по себе они не доказывают существование покровов. Однако, формируясь в условиях нестабильной тектонической обстановки, в том числе и в условиях надвигообразования, часто они слагают фронтальные и подстилающие аллохтон толщ, являясь важным индикатором времени движений.

В районах с альпийским рельефом легко установить угол наклона плоскости сместителя. На участках с относительно пологим залеганием слоев покровные соотношения видны четко. Классическим примером пологого залегания аллохтона являются Гларнские Альпы (Восточная Швейцария), где еще в середине прошлого столетия было установлено налегание пермских отложений на зоценовый флиш. Примеры подобного рода структур известны на Кавказе и Памире, в Южном Тянь-Шане, Кызылкумах и многих других местах.

Участки с пологим залеганием покровов часто удается выделить даже в сложно-складчатых сооружениях. Именно такие участки должны стать объектом тщательного изучения, так как могут дать наиболее наглядную картину покровных соотношений.

В процессе рекогносцировочных маршрутов необходимо осмотреть также места, где установлено или есть основание предполагать несоответствие стиля структуры разновозрастных или разнофациальных комплексов, особенно когда более молодые толщи дислоцированы сильнее древних. Тщательно изучаться должны и участки, где в пятнистом рисунке совмещены разнофациальные комплексы отложений. Может оказаться, что такое расположение этих комплексов обусловлено не седиментационными причинами, а связано с тектоническим совмещением первоначально разобщенных толщ.

При крупномасштабном картировании покровных структур особое внимание следует обращать на следующие вопросы: 1) выделение автохтонных, пара-автохтонных и аллохтонных элементов; в сложноскладчатых областях в качестве автохтона обычно выделяется нижний структурный элемент, отложения которого в фациальном отношении отличаются от перекрывающих аллохтонных толщ; 2) разделение аллохтона на серию пластин (покровных складок) и выяснение особенностей их чередования в разрезе; 3) тщательное составление разреза каждого структурного элемента всего покровного пакета с целью установления качественной определенности каждого покрова. Понятие определенности включает литолого-петрографическую и мощностную характеристику отложений, слагающих тот или иной покров, наличие стратиграфических перерывов и поверхностей

угловых несогласий, степень метаморфизма и характер дислоцированности толщ до шарьирования, словом, весь комплекс признаков, позволяющих отличить тот или иной элемент при прослеживании его на площади. Выяснение определенности покровов имеет огромное значение при установлении их корней.

Ни в коем случае нельзя ограничиваться составлением одного, пусть даже весьма представительного разреза. В процессе рекогносцировочных работ должно быть намечено по крайней мере несколько участков, где такие разрезы могут быть составлены. Их сравнение сразу позволит выяснить, насколько выдержан покровный пакет на площади.

В целом следует сказать, что установление тектонических покровов не представит особых затруднений, если получены доказательства налегания более древних толщ на молодые и имеется возможность проследить эти соотношения на площади. Однако обязательными условиями являются наглядность таких соотношений в опорных участках (обнаженных) и хорошая палеонтологическая охарактеризованность толщ. Уже упоминалось, что наиболее отчетливо покровные соотношения видны на участках с пологим залеганием аллохтона.

В практической работе гораздо чаще приходится иметь дело со сложно дислоцированными комплексами, в которых плоскость сместителя, отделяющего автохтон от аллохтона, круто наклонена. Первичные покровные соотношения в этом случае скрыты, так как в обнажениях будут наблюдаться более или менее крутые надвиги или взбросы. Оконтуривание таких покровных структур потребует проведения тщательного площадного картирования. В качестве прослеживаемых геологических тел избираются тектонические пластины или тела покровных складок, картируются ограничивающие их горизонты (или линзы милонитов). В процессе картирования определяются структурное положение той или иной пластины, изменение ее мощности, характер выклинивания и т.д. Тщательному изучению подвергается складчатость пород покрова, определяются изменения морфологии дислокаций на площади. Это, в свою очередь, дает возможность оценить характер структурного соотношения аллохтонных элементов и автохтона.

Задача упрощается, если автохтон и аллохтон смяты конформно, т.е. наклон плоскости сместителя и слоистости подстилающих и перекрывающих толщ приблизительно совпадает. В этом случае покровные соотношения устанавливаются достаточно легко, как бы круто ни были наклонены пластины. Снятие эффекта наложенной складчатости сводится, по существу, к распрямлению таких складок. В районах с недостаточным вертикальным врезом определение азимута и угла наклона плоскости разрыва потребует расчистки контактов, проходки канав или картировочного бурения. Более сложная картина, если автохтон и аллохтон смяты дисгармонично. В районах с альпийским рельефом поверхность дисгармонии, фиксирующая плоскость разрыва, устанавливается в опорных разрезах, откуда может быть прослежена в процессе картирования. В районах с плоским нерасчлененным рельефом выяснить положение плоскости разрыва можно только с помощью горных работ.

На геологической карте в конечном счете найдут отражение анти- и синформные структуры, которые могут быть либо брахискладками, либо линейными складками. Первые (особенно, если они имеют форму простых куполов и мульд) дают наиболее наглядную картину покровных соотношений. В областях с неглубоким вертикальным врезом наличие антиформ и синформ, по существу, только и делает возможным картирование покровов. При этом ядра куполов нередко представляют собой своеобразные тектонические окна, тогда как синформы — останцы покровов.

В областях развития линейных анти- и синформ установить покровные соотношения тем труднее, чем интенсивнее последующее смятие. Первичные покровные нарушения здесь могут быть скрыты в результате образования наложенных изоклинальных опрокинутых складок, осложняющих продольных сколов и т.д.

Представление о контурах таких сложно дислоцированных покровов можно получить только путем детального изучения периклинальных и центрклинальных окончаний складок.

Все сказанное относится к покровным структурам, в которых наблюдается налегание древних толщ на молодые. Если имело место надвигание более молодых отложений на древние или совмещение разновозрастных толщ, всегда есть опасность принять такой шарьяж за поверхность срыва, когда смещение верхних толщ относительно нижних происходит без существенного надвигания. В этом случае первостепенное значение приобретает фациальная характеристика структурно разобщенных горизонтов. Практически задача сводится к обоснованию автохтонности тех или иных фациальных комплексов по отношению к более молодым (этот случай наиболее неопределен, и часто аллохтонность смещаемого комплекса доказать невозможно) или разновозрастным образованиям, рассматриваемым как аллохтон. Это доказывается либо тектоническим наложением определенных толщ на разновозрастные, но отличные в фациальном отношении отложения, либо невозможностью объяснить седиментационными причинами их совместное сонахождение, если по условиям обнаженности такое налегание установить трудно. Необходимо отметить очень высокие требования к точности возрастной привязки элементов разреза как автохтона, так и аллохтона. Достаточно сказать, что иногда вопрос решается только при наличии зональной стратиграфии.

Заканчивая характеристику первых двух типов покровов, отметим, что изучение их в поле включает: установление в процессе рекогносцировки факта совмещения первоначально разобщенных геологических объектов в разрезе и прослеживание покровных соотношений на площади. Очевидно, что в этом плане картирование покровных структур не требует каких-либо специальных методов.

3. Тектонические пластины, смятые в покровные складки, — наиболее сложные нарушения. Как правило, они являются результатом длительного развития структуры, выразившегося в наложении дополнительных деформаций на уже сформировавшийся покровный пакет (или систему). Подобного рода структуры отличаются огромными размерами и крайне сложным, часто неупорядоченным размещением в разрезе и на площади разновозрастных и разнофациальных толщ. В таких структурах не всегда удается определить характер залегания крыла (нормальное, опрокинутое) из-за того, что замок складки может оказаться за пределами картируемой площади, или из-за несопоставимости крыльев, срезанных осложняющими надвигами. "Хаотичность" строения покровных систем может привести к потере критериев автохтонности и аллохтонности тех или иных элементов. Автохтон для покровов ранней генерации в процессе дополнительного шарьирования может оказаться надвинутым на аллохтон и к тому же смят в морфологически сложные складки. Примеры таких дислокаций рассмотрены в разделах книги, посвященных Южному Уралу, Корякии, Альпам, Кавказу.

Изучение сложной покровной системы также начинается с установления ее принципиального разреза. Главная задача здесь сводится к снятию эффекта осложняющих нарушений. Для этого могут оказаться недостаточными данные по непосредственно изучаемому участку, вследствие чего необходимо привлечение материала по региону в целом. Можно указать на два приема. Первый — установление факта закономерного, прослеживаемого на площади чередования пластин, характеризующихся вещественной определенностью. Второй — выделение разделяющих неоавтохтонных чехлов. Как уже отмечалось, это облегчает снятие наложенных деформаций и выделение первичных (элементарных) покровных пакетов. В случае смятия таких пакетов в лежащие складки задача становится крайне сложной, так как возникает необходимость идентифицировать последовательность пластин в нормальном и перевернутом крыле лежащей антиформы (или синформы). Основанием для выделения покровных анти- и синформ следует

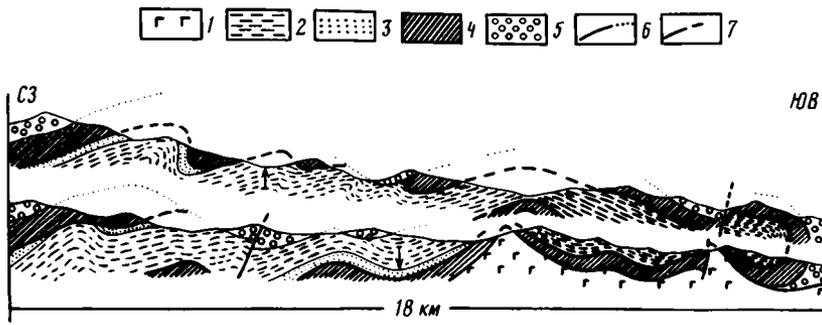


Рис. 32. Геологический профиль через Пнакскую антиформу (Корякский хребет)

1 — базальты, яшмы, песчаники (J_1 — K_2 ср); 2 — песчаники, алевролиты, известняки (J_1 — K_1 в); 3 — песчаники, туфы, известняки (K_1 h); 4 — базальты, кремни (P—T); 5 — конгломераты, песчаники (K_2 м); 6 — стратиграфические контакты; 7 — разрывы

считать установление в той или иной зоне разрывов с обратной и прямой последовательностью пластин. Желательно (а порой просто необходимо) подтверждение полученных выводов наблюдениями в замке (лбе) покровной складки.

Изучение рассматриваемых покровных структур, как мы видим, задача сложная. Поэтому специально проиллюстрируем ее решение на конкретном примере Пнакских гор (Корякский хребет). Более детально геология района будет рассмотрена в главе 3. В структурном отношении он представляет собой покровную систему, в основании которой залегает толща переслаивающихся базальтов, яшм и песчаников, содержащих радиолярии юры — нижнего мела и пеллециподы кампана. По сути дела, это система чешуй, объединяемых в яранайский комплекс (относительный автохтон). Выше залегает Пнакская антиформа (рис. 32). Ее ядро сложено терригенной толщей волжского яруса, берриаса, валанжина и готерива. Оболочка антиформы образована вулканогенно-кремнистой толщей пермо-триаса (конодонты, радиолярии), а также меланжированными офиолитами. Все это трансгрессивно перекрыто конгломератами и песчаниками маастрихта (неоавтохтонный чехол). В висячем крыле антиформы установлен нормальный разрез юрско-меловых отложений (волжские слои внизу, готеривские — вверху), в лежачем — разрез перевернутый. Соответственно пермо-триасовая толща в висячем крыле имеет первичное покровное положение, в лежачем — вторичное, перевернутое. При формировании рассматриваемой структуры намечается следующая последовательность событий. В пределы зоны с терригенной и туфотерригенной седиментацией (J_1 — K_1 за пределами Пнакских гор в указанный комплекс входят также отложения K_2 sn) был шарьирован офиолитовый аллохтон, состоящий из ультрабазитов, габброидов и вулканогенно-кремнистой толщи (P—T). В кампане автохтон (J_1 —K) и аллохтон (P—T) совместно были смяты в покровную Пнакскую антиформу, которая запечатана маастрихтским неоавтохтонным чехлом. Позднее (по-видимому, в эоцене) весь комплекс был надвинут на вулканогенно-яшмово-терригенную толщу (J_1 — K_2). Осевая плоскость антиформы, в свою очередь, смята в систему брахивидных складок, вследствие чего здесь возникла серия куполов, на территории которых и удастся наблюдать подвернутое крыло Пнакской лежачей антиформы. Очевидно, что восстановление первичной структуры имеет обратную последовательность изложенной.

В целом методика изучения сложных покровных нарушений сходна с таковой, рассмотренной ранее. Она также включает установление факта наличия покровов (рекогносцировочные маршруты) и выявление в процессе площадного картирования вторичной их деформации. Пожалуй, главное отличие здесь заключается в усложнении второй задачи, для решения которой большое значение имеет последовательное снятие наложенных деформаций.

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Осадочные отложения хаотического сложения, формирующиеся в результате оползания пород по склону бассейна, по предложению Г. Флореса [201], называют олистостромами. Олистострома состоит из тонкой (часто пелитовой) основной массы, в которую заключены глыбы (олистолиты) и пластины (олистоплаки) горных пород. Размер олистолитов колеблется от сантиметров до нескольких километров. Олистоплаки также имеют разные размеры. Иногда при небольшой толщине (десятки метров) они достигают нескольких километров в длину. Мощность олистостромовых комплексов бывает от нескольких метров до нескольких километров. Происхождение олистолитов и олистоплаков различно. Наряду с обломками коренных пород борта бассейна присутствуют также олистолиты, образовавшиеся за счет нелитифицированной матрицы олистостромы.

Олистостромы накапливаются у подножия склонов как в морской, так и в континентальной обстановке. Наблюдения в современных морях и озерах показали, что для развития процесса оползания достаточен уклон в 2—3°. Эти оползни возникают эпизодически и связаны с тектоническим режимом региона. В результате в геологическом разрезе олистостромовые толщи чередуются с другими осадочными отложениями. Чаще всего они залегают среди флишевых отложений или венчают флишевый разрез. Олистостромовые комплексы известны в палеозойских и альпийских складчатых поясах [50, 130]. Предложены морфологические и генетические классификации олистостром [69].

Олистостромы возникают в результате разных тектонических процессов. В одном случае, в результате вертикальных подвижек увеличивается уклон борта бассейна и у его подножия накапливается материал, принесенный грязекаменными потоками и оползнями. Примером могут служить олигоцен-миоценовые олистостромы северного склона Большого Кавказа. Изучение таких олистостром позволяет восстановить палеогеографию бассейна и его тектоническую историю.

Наиболее мощные и протяженные олистостромовые толщи формируются перед фронтом шарьяжей. Они свидетельствуют о тектонической расслоенности земной коры и являются объектом нашего рассмотрения. Отторженцы тектонических покровов образуют олистолиты и олистоплаки в такой олистостроме. Эти отторженцы называют олистолитами-предвестниками [169]. Экзотический состав обломков отличает олистострому, связанную с шарьяжем, от олистостромы, сформированной у подножия нешарьярованного борта бассейна.

По мере продвижения аллохтона олистостромовая толща нередко оказывается захороненной под аллохтонной пластиной. Если аллохтон состоит из нескольких тектонических пластин, лежащих одна на другой, то, изучая разрезы олистостром, можно определить последовательность перемещения аллохтонных пластин.

Рассмотрим случай, когда аллохтон состоит из двух тектонических пластин разного состава и залегают на олистостромовой толще. Если надвигание верхней пластины произошло или началось раньше, чем нижней, то олистолиты пород верхней пластины будут находиться в более древней части разреза олистостромы, а олистолиты пород нижней пластины появятся в более молодой части разреза олистостромы, залегающей в кровле автохтона (рис. 33, а). Кроме того, в этом случае олистостромовая толща в кровле нижней тектонической пластины (Ол-1, см. рис. 33) будет древнее, а ее возрастной интервал уже, чем олистостромы (Ол-2) в кровле автохтона.

На рис. 33, б показан другой случай, когда нижняя пластина начала перемещаться ранее верхней. Результативный геологический разрез (см. рис. 33, б, II) получается подобным предыдущему (см. рис. 33, а, II), лишь возрастные соотношения олистостром оказываются обратными.

Изучение олистостромовых толщ является мощным методом познания процесса

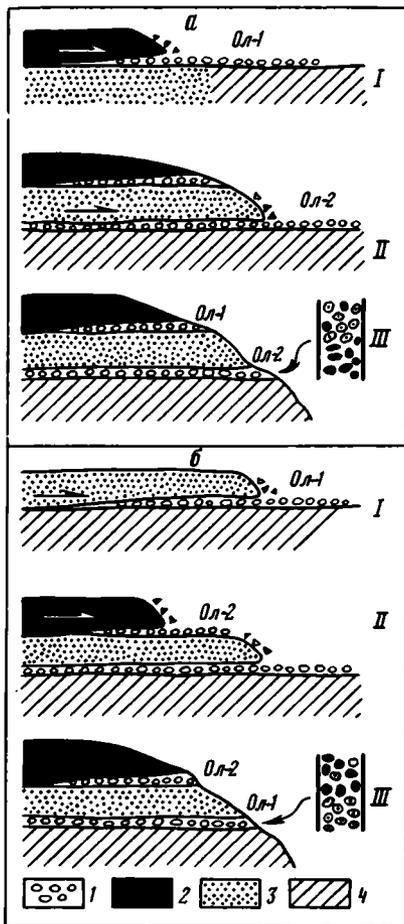


Рис. 33. Стадии (I—III) формирования олистостром при движении шарьяжей
 а — верхняя пластина шарьирована ранее нижней пластины; б — нижняя пластина шарьирована ранее верхней пластины.

1 — олистостромы (Ол-1, Ол-2); 2 — верхняя пластина; 3 — нижняя пластина; 4 — автохтон

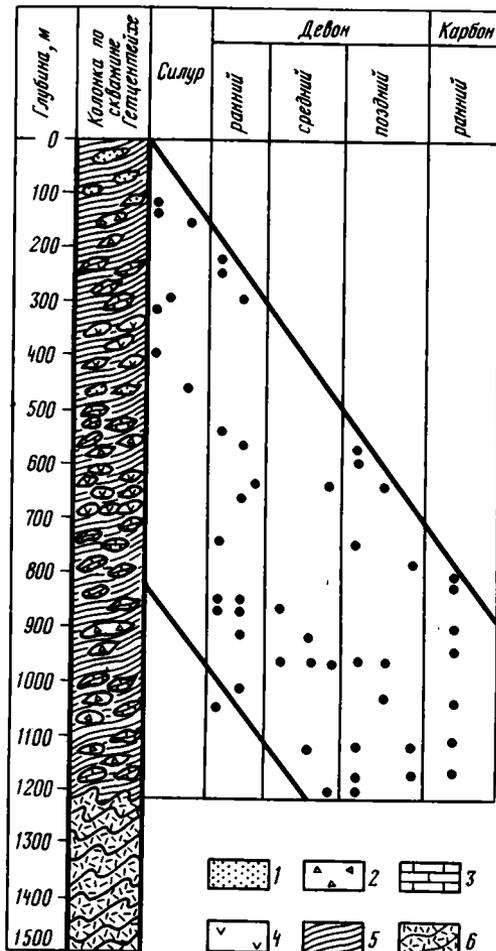


Рис. 34. Возраст олистолитов Харцгеродской олистостромы в Гарце, определенный по ископаемой фауне в разрезе скважины [166]

1—4 — олистолиты в олистостроме нижнего карбона: 1 — кварциты, 2 — граувакки, 3 — известняки, 4 — диабазы; 5 — пелитовая матрица олистостромы; 6 — граувакки верхнего девона — раннего карбона

шарьирования. Например, в Южном Тянь-Шане на породах автохтона залегают друг на друге три аллохтонные единицы. Под подошвой каждой из этих тектонических единиц известны олистостромы с олистолитами из вышележащего шарьяжа. Олистострома под подошвой верхнего шарьяжа имеет башкирский, а в более низких тектонических единицах — раннемосковский и позднемосковский возраст. Такие соотношения позволяют сделать вывод о том, что продвижение шарьяжей происходило в интервале башкирский ярус — позднемосковский подъярус, и верхние шарьяжи начали двигаться ранее нижних. Шарьированная структура Южного Тянь-Шаня описана в главе 3.

Изучение олистостромы позволяет восстановить разрез денудированного аллохтона или области его корней, скрытой другими шарьяжами или молодыми отложениями. Хороший пример в этом отношении дает Харцгеродская олистострома в горах Гарц в ГДР [166]. Мощность этой олистостромы составляет 1200 м. На ней лежат останцы шарьяжа, сложенного средне-верхнедевонскими породами, кремнистыми сланцами, диабазами, туфами, глинистыми сланцами. Все эти породы присутствуют в виде олистолитов в олистостромовой толще. В ней содержатся также олистолиты пород силура, раннего девона и нижнего карбона, не сохранившиеся или отсутствующие в разрезе аллохтона: кварциты, граувакки, известняки. При этом возраст олистолитов постепенно меняется: от нижнего карбона внизу до силура — в верхней части разреза олистостромы (рис. 34), т.е., в олистолитах разрез аллохтона представлен в перевернутом виде, так как верхние слои разрушались ранее нижних. И этот разрез можно восстановить. М. Шваб [166], исследовавший олистостромы Гарца, считает, что восстановленный разрез характеризует не только аллохтон, но и всю область Среднегерманского среднепалеозойского поднятия, откуда были перемещены шарьяжи Гарца. На месте этого палеозойского поднятия ныне развиты молодые отложения.

Выше были рассмотрены идеальные случаи. Реальная картина часто более сложная. Эти осложнения могут быть обусловлены наличием двух или нескольких источников олистолитов. Например, во флишевый бассейн, на который надвигается шарьяж, одновременно с обломками пород шарьяжа поступают также олистолиты — отторженцы нешарьированного борта этого бассейна. Такие смешанные олистостромы широко распространены в Южном Тянь-Шане, Карпатах и др.

Рассмотрим пример реконструкции по олистостромам процесса шарьирования тектонического покрова, который к настоящему времени полностью денудирован. В Украинских Карпатах вслед за началом накопления нижнекросненского флиша (верхний олигоцен) вдоль западного края Силезского прогиба была сформирована мощная олистострома (рис. 35). Она обнажена в полосе шириной 10—15 км в ряде тектонических чешуй. Во внутренних чешуях, расположенных близ границы с Буркутско-Дуклянской зоной (на пер. Ужок и по р. Латерице) глинисто-мергельная часть разреза верхнего олигоцена переполнена крупными телами олистостром, содержащих блоки меловых, эоценовых и нижнеолигоценых пород. Эта толща имеет мощность 700—800 м. В ней чередуются пакеты тонкоритмичного кросненского флиша (5—15 м) и мощные (15—70 м) тела олистостром, в которые последовательно поступали сначала отторженцы мел-палеогеновых пород Дуклянской зоны, а затем — блоки неконсолидированных осадков кросненского бассейна. В одном из разрезов в основании олистостромовой толщи залегает олистоплак (мощностью 40 м) песчаного флиша альба-сеномана, находящийся в перевернутом залегании, который в виде прерывистого горизонта прослеживается на протяжении около 10 км.

В направлении от западного края Силезского бассейна к его центральной части размеры и состав оползневых тел меняются. В чешуях Белосовице и Сможе в мощной толще кросненского флиша наблюдаются тела олистостромов мощностью 1—200 м. В них участвуют хаотически перемешанные обрывки лишь вмещающих пород: песчаников, мергелей, черных сланцев, образующих неправильной формы окатыши, изогнутые серповидные блоки, размером 1—5 м. Эти оползания представляют собой лишь отголосок тех событий, которые происходили на западном склоне Силезского прогиба.

На основании анализа состава и распределения олистостромов в отложениях верхов олигоцена западной окраины Силезского прогиба характер движения этого времени можно представить следующим образом. В позднем олигоцене произошли покровно-складчатые деформации вдоль восточного края Буркутско-

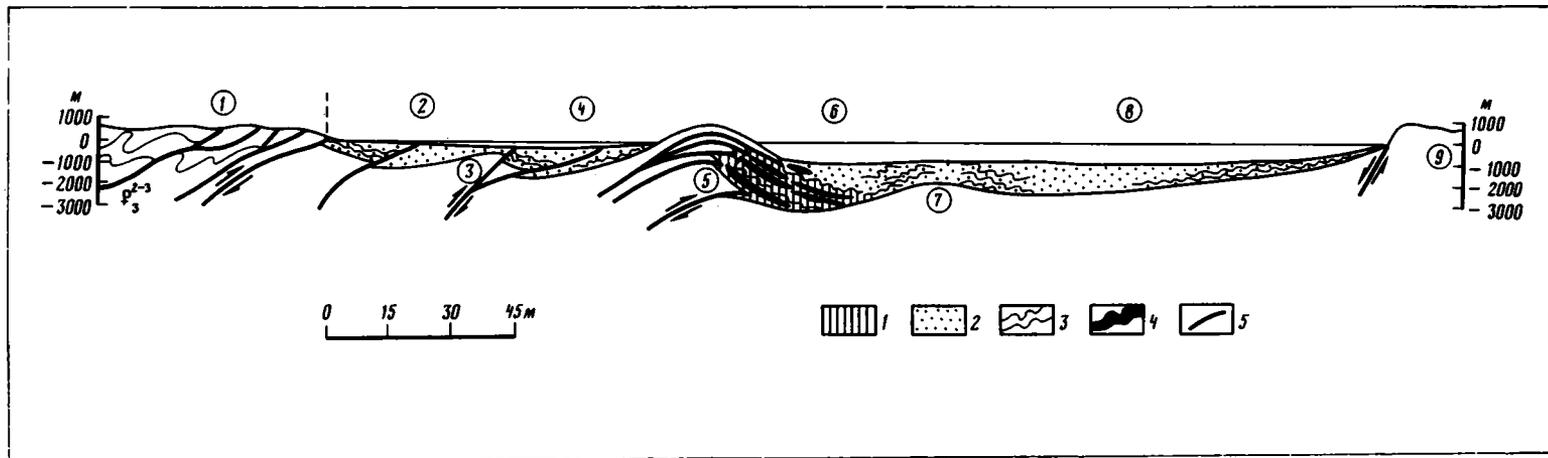


Рис. 35. Палеотектонический профиль через Украинские Карпаты для позднего олигоцена

1 — глинисто-карбонатный флиш; 2 — песчаный флиш; 3 — олистостромы из оползших осадков бассейна; 4 — олистостромы с отторженцами покровов из Буркутско-Дуклянской зоны; 5 — разломы. 1 — Пьенинский прогиб; 2 — Магурский прогиб; 3 — Мармарошская кордильера; 4 — Буркутско-Дуклянский прогиб; 5 — Силезская кордильера; 6 — Силезский прогиб; 7 — Субсилезское поднятие; 8 — Скибовый и Покутский прогибы; 9 — Сандомирский кряж

Дуклянской зоны. Они выразились в отслоении от кристаллического фундамента мел-палеогенового флишевого комплекса и перемещении его из прогибов на Силезскую кордильеру. В результате шарьяжных перемещений кордильера была полностью перекрыта, и покровы своей лобовой частью достигли западного борта Силезского прогиба. Здесь в отложениях позднего олигоцена в результате гравитационного соскальзывания появились крупные пластины — отторженцы покровов, сложенные меловым флишем. Судя по перевернутому залеганию ряда этих олистоплак, в аллохтонном комплексе формировались лежащие складки. Тектоническое перемещение покровов, происходившее в течение 5—6 млн лет, носило пульсационный характер, с чем было связано формирование серии оползневых горизонтов в мощной олистостромовой толще.

В то время, когда на западе Силезско-Покутского бассейна формировались олистостромы, связанные с шарьярованием, на востоке этого бассейна накапливались олистостромы за счет разрушения поднимавшегося нешарьярованного восточного борта бассейна.

При перемещении шарьяжа по олистостроме последняя нередко подвергается интенсивной тектонической переработке, и исследователи вынуждены изучать тектонит по олистостроме, что усложняет задачу исследования. Рассмотрим строение такого тектонита по олистостроме, обнаженного в горах Мурунтау в пустыне Кызылкум. В этих горах распространены шарьяжи, надвинутые в среднем карбоне на автохтон, сложенный мощной толщей мелководных известняков девона, нижнего карбона, башкирского яруса и нижней части московского подъяруса (рис. 36). Венчает разрез автохтона карбонатная флишеидная толща московского яруса. Флишеидные отложения вверх по разрезу постепенно переходят в олистострому. На автохтоне залегает шарьяж Букан, нижняя часть которого сложена терригенными породами силура. Геологический разрез кровли автохтона, обнаженный в долине Кошкумбай в горах Мурунтау, имеет следующее строение (сверху вниз).

1. Шарьяж Букан: пудинги, гравелиты, кварцевые песчаники и глинистые сланцы, ритмично чередующиеся между собой. В глинистых сланцах содержатся граптолиты венлока. Галька в пудингах состоит из кремней, кварца и сланцев.

2. Тектонит по олистостроме. Олистолиты сложены породами шарьяжа Букан: кремнево-кварцевыми пудингами, гравелитами и кварцевыми песчаниками венлока (аналогичными описанным в верхней пачке разреза) и криноидными известняками верхнего силура — нижнего девона. Обычный размер олистолитов 5—50 см, редкие экземпляры достигают 5 м. Округлые глыбы сложены главным образом кварцевыми песчаниками, гравелитами, пудингами. Кроме округлых глыб, в толще содержатся раздавленные будины олистоплака известняков. Наиболее крупная будина имеет в длину 20 м при максимальной толщине 6 м. Матрица олистостромы образована перетертыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами московского яруса. Мощность 40 м.

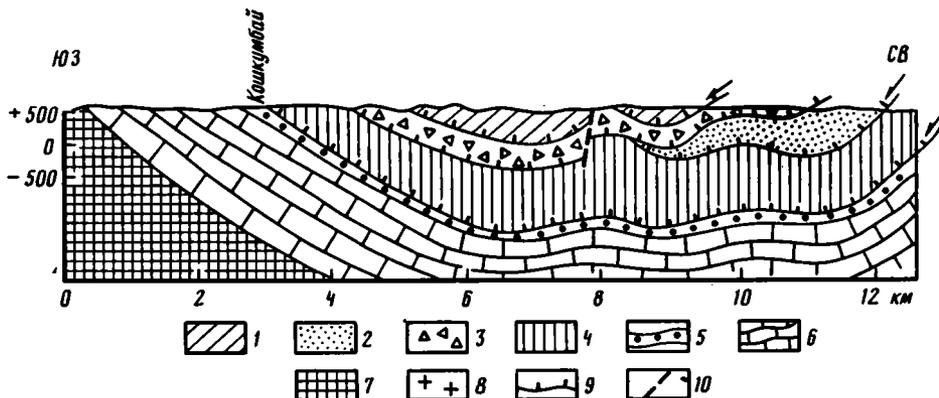
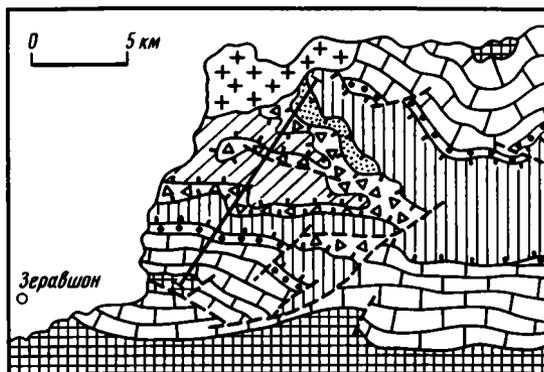
3. Тектонит по флишу. В этом тектоните и основная масса, и глыбы (окатыши), и будины представлены породами московского яруса. Толща раздавлена, будины песчаников повернуты, обжаты, прокатаны. Мощность 60 м.

4. Толща, в которой более мощные слои песчаников будинированы, а пачки тонкопереслаивающихся пород раздавлены. Будины обычно растащены, многие из них обжаты и имеют линзовидную форму. Мощность 50 м. Напряженность тектонической переработки пород постепенно убывает далее вниз по разрезу на интервале 100 м по мощности [15].

В описанном разрезе олистострома связана постепенным переходом с флишем автохтона. Между тем нередки случаи, когда олистостромовая толща ограничена тектоническими контактами и сверху и снизу. Пластина олистостромы способна проскальзывать между шарьяжами и перемещаться самостоятельно. При этом тектоническая пластина олистостромы может отделиться от шарьяжа, на котором

Рис. 36. Схематическая карта и профиль северо-западной части гор Мурунтау в пустыне Кызылкум

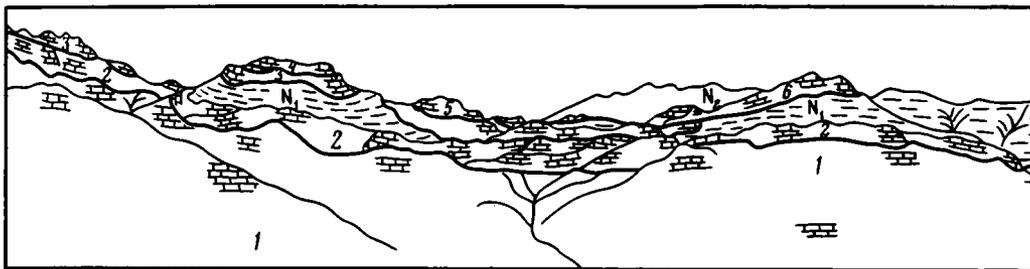
1 — шарьяж Тамды; 2 — шарьяж Кудкудук; 3, 4 — шарьяж Букан; 3 — тектонит по олистостроме, 4 — силурийские отложения; 5—7 — автотон: 5 — флиш и олистострома московского яруса, 6 — карбон и девон, 7 — нижний палеозой; 8 — граниты, 9 — поверхность шарьирования; 10 — прочие разломы



она была сформирована, и продвинулась далее него. Геологические разрезы, в которых тот или иной шарьяж представлен лишь пластиной олистостромы, известны в варицидах Тянь-Шаня и Кызылкума.

Рассмотрим строение тектонической пластины, сложенной олистостромовой толщей в горах Мурунтау (Кызылкум). На описанном ранее жарьяже Букан, сложенном осадочными породами среднего палеозоя, залегает шарьяж Кудкудук, образованный ультрабазитами, габброидами, плагногранитами и основными вулканитами среднепалеозойского возраста. На шарьяжах Букан и Кудкудук лежит пластина тектонизированной олистостромы, которая подстилает шарьяж Тамды, сложенный вулканогенными породами раннего палеозоя (см. рис. 36). Большая часть пород шарьяжа Тамды метаморфизована в зеленые сланцы. Эта олистостромовая толща сильно тектонизирована и превращена в тектоническое месиво. Там, где она налегает на силурийские песчано-сланцевые отложения шарьяжа Букан, виден резкий контакт между тектонизированной олистостромой и толщей силура, лишенной следов интенсивной тектонической переработки. Следовательно, олистостромовая толща была сначала превращена в тектоническое месиво, а затем надвинута на породы силура.

Обратимся к составу этого тектонического месива. Оно содержит глыбы основных вулканитов, кремней, песчаников, известняков с онколитами нижнего кембрия. Кроме глыб, среди месива залегают тонкие олистоплаки или тектонические листы этих пород, которые можно проследить на расстоянии 1—2 км. В одном из таких листов в рифогенных известняках среди эффузивов содержатся трилобиты нижнего кембрия. По-видимому, большинство олистолитов и олистоплаков поступило в месиво из верхней части шарьяжа Тамды. Зеленые сланцы, ко-



торые слагают нижнюю часть шарьяжа Тамды и непосредственно налегают на тектоническое месиво, в составе обломков не обнаружены. Вместе с тем в этой тектонизированной олистостроме залегают олистолиты и олистоплаки плагиогранитов — отторженцы шарьяжа Кудкудук. Размер олистоплаков достигает 150 м, при толщине 6—12 м; один отторженец плагиогранитов имеет протяженность 800 м. Встречены среди глыб также серпентиниты и габбро.

Состав обломков в тектонизированной олистостроме позволяет сделать вывод о том, что она формировалась на нижнем шарьяже (Букан) и в нее попадали отторженцы шарьяжей Кудкудук и Тамды. В дальнейшем тектонизированная олистострома в виде самостоятельной тектонической пластины была перемещена и местами надвинута на шарьяж Кудкудук, как это можно видеть в северной части профиля (см. рис. 36).

Все рассмотренные выше олистостромы возникали в эпохи шарьярования и, как правило, ассоциируются с флишем. Подобные гравитационные отложения формируются также в эпоху горообразования. Такие олистостромы залегают среди молассовых толщ. Среди молассовых олистостром встречаются образования, связанные с процессом тектонического расслоения орогенных поднятий. Обломочный материал таких олистостром поступает в бассейн в результате выдавливания пластов горных пород из нижних частей таких поднятий. Эти олистостромы обычно распространены по краям молассовых бассейнов, но появляются также и по краям переуглубленных морских впадин: например, вдоль Адриатического и Крымского побережий. Рассмотрим особенности строения таких олистостромов на примере восточного борта Афгано-Таджикской впадины, заполненной неогеновыми молассаами.

Олистостромы представляют собой пластообразные и линзовидные тела, лежащие среди молассы. Эти тела прослежены на 4—6 км по падению и 5—10 км по простиранию. В месте прислонения к породам фундамента они сливаются в единую мощную олистостромовую толщу, а в сторону депрессии выклиниваются, продолжаясь в виде языков, имеющих мощность от 1 до 50 м. В местах выклинивания олистостром их мощность сокращается очень резко, и столь же резко они сменяются конгломератами молассы, слои которых прислонены к поверхности олистостромы.

Олистостромы сложены неслоистыми или грубослоистыми несортированными брекчиями и конгломерато-брекчиями. Обломки в брекчиях, как правило, на 90% состоят из пород фундамента, выступающих в непосредственной близости. Обычно это палеозойские или меловые известняки. Величина обломков разнообразна: от сантиметров до десятков метров в поперечнике. Среди них встречаются крупные пластообразные тела брекчированных известняков, некоторые из которых непрерывно продолжаются в тектонические пластины фундамента. Эти гигантские олистоплаки при мощности от 2 до 30 м прослеживаются на 2—4 км, занимая площадь до 12 км² (рис. 37).

Тектонические пластины, слагающие орогенное поднятие, залегают так же

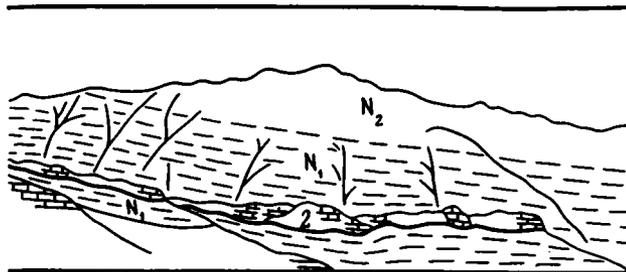


Рис. 37. Олистоплаки пермских известняков среди неогеновой молассы в предгорьях Дарвазского хребта

1 — известняки в коренном залегании; 2—6 — тектонические пластины и олистоплаки

полого, как и породы неогена, и падают в сторону депрессии. Наклон пластин происходит также разрыва их сплошности. При этом первыми в обломочную толщу попадали тектонические пластины, находившиеся на более низком гипсометрическом уровне, чем последующие. Отчасти такими же выдавленными оказываются и брекчии, среди которых захоронены пластины, хотя большая их часть образуется за счет разрушения уступа известнякового массива. В верховьях р. Возгина удается наблюдать непосредственные переходы брекчий, залегающих между тектоническими пластинами, в осадочные слоистые породы. Слоистые брекчии образуют линзы в тектонических брекчиях между пластинами в палеозойском массиве и непосредственно продолжают в поле развития осадочных брекчий олистодрома.

Таким образом, основная масса предгорных олистодромов восточного борта Афгано-Таджикской впадины зарождается внутри тектонических чешуй в результате деления их на мелкие пластины и внутреннего брекчирования этих пластин. Движение (выдавливание) этих пластин и брекчий в сторону прогиба приводит к их отрыву от материнских пород и захоронению в виде осадочных образований, синхронных времени движения.

При картировании олистодромовых отложений изучают соотношения олистодромы с подстилающими и перекрывающими толщами. Эти соотношения могут быть стратиграфическими и тектоническими, согласными и несогласными. Нижняя граница олистодромы при стратиграфическом согласном залегании обычно более резкая, чем верхняя граница. Важно также проследить, какие отложения замещают олистодрому по латерали.

При изучении внутреннего строения олистодромы необходимо обращать внимание на соотношения матрицы и обломков, а также на степень окатанности (точнее, неокатанности) этих обломков. В олистодроме можно увидеть прислонение осадков вмещающей толщи к боковым стенкам олистолита или закручивание слоев матрицы вокруг него. В олистоплаке слоистость иногда ориентирована под углом к его границам, встречаются олистоплаки, сложенные плутоническими породами. Однако чаще олистоплак образован сползшим пластом горной породы и слоистость параллельна границам олистоплака. В этом случае он имеет вид прослоя. Такой олистоплак можно опознать по более древней ископаемой фауне и в результате внимательного изучения его границ. У подошвы олистоплака видны следы скольжения. Верхняя граница — обычно нормальная стратиграфическая. Края олистоплака раздробленные, часто он сопровождается шлейфом брекчии.

В олистодромовой толще видны не только следы скольжения олистолитов относительно матрицы, но и текстуры течения внутри матрицы, которые возникли в процессе ее перемещения по склону совместно с олистолитами и олистоплаками. Это — вихревые текстуры, хаотическое ("спутанное") залегание слоев; иногда в процессе движения в матрице возникает вторичная слоистость.

При полевых и камеральных работах изучают состав олистолитов и олистоплаков, их распределение в разрезе и на площади. Результаты такого изучения, как было показано выше, позволяют выяснить строение денудированных или необнаженных тектонических единиц, определить последовательность движения тектонических покровов.

Возраст олистостромы устанавливают по ископаемой фауне в подстилающих и перекрывающих отложениях, а также по органическим остаткам из матрицы олистостромы. При этом следует иметь в виду, что органические остатки в матрице могут быть переотложенными. Более надежный результат дают остатки фауны из отложений, которые латерально замещают олистостромовую толщу.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Одной из основных задач изучения складчатых сооружений является восстановление палеогеографической и палеотектонической обстановки, которая существовала здесь в тот или иной период. Решение этого вопроса затруднено значительными горизонтальными перемещениями масс горных пород, искажающими их первичное расположение. Поэтому для восстановления первоначальной картины необходимо снять эффект наложенных горизонтальных перемещений. В принципе при решении указанной проблемы используются две группы методов. Первая касается более локальных задач и сводится к восстановлению относительного дошарьяжного расположения автохтонных и аллохтонных комплексов (локальная палинспастика). Обычно эти реконструкции позволяют количественно оценить только нижний предел размеров смещения того или иного комплекса (видимая амплитуда шарьирования).

Вторая группа (палеомагнитный, кинематический, палеобиогеографический и другие методы) дает возможность определить в известных пределах географическое положение изучаемых комплексов в период их формирования. В конечном счете это позволяет более достоверно оценить не только амплитуду и направление горизонтального перемещения, но и размеры основных зон до изменения их ширины в процессе складчатости. Идеальным, конечно, является случай, когда обе группы методов используются комплексно. Такие работы сейчас широко проводятся как за рубежом, так и в СССР. Вместе с тем существует определенная специфика их применения. Локальная палинспастика, имея более узкие рамки, используется для восстановления латеральных и вертикальных формационных рядов зон, парагенетически тесно связанных. В основе ее лежит обычное стратиграфическое, литолого-фациальное и структурное изучение объекта. Иными словами, локальные палинспастические реконструкции выполнимы на основании обычных геолого-съемочных работ, проведенных в районе с покровным строением. В то же время определенно доказано, что во многих покровно-складчатых сооружениях совмещены первоначально разобщенные на сотни и тысячи километров элементы. Их исходное, доскладчатое положение, а также структурно-формационные связи в общем могут быть восстановлены только с помощью второй группы методов. Характерным примером является совмещение в пределах единой покровной системы комплексов противоположных окраин палеоокеанов, установленное практически во всех линейных покровно-складчатых сооружениях мира, в строении которых участвуют офиолиты. Дело значительно усложняется в случае более хаотической блоковой структуры, обусловленной очень сложной комбинацией надвиговых и сдвиговых деформаций. В этом случае палеотектонические и палеогеографические связи некоторых элементов остаются не выясненными. Указанные элементы, *террейны* (*Suspect terraines*), характеризуются палеотектонической неопределенностью по отношению к вмещающим их комплексам, являясь инородными в генетическом отношении телами, иногда возможно пере-

мещенными на тысячи километров. Естественно, что восстановление их первоначальной позиции требует специальных региональных исследований, выходящих за рамки съемочных работ.

Палинспастические реконструкции в зонах с покровным строением

Настоящий раздел посвящен некоторым приемам палеогеографических и палеотектонических реконструкций в покровно-складчатых сооружениях. Сразу же после открытия М. Бертраном в Альпах тектонических покровов делались попытки реконструировать дошарьяжную структуру. Г. Шард в 1893 г. впервые доказал, что мезозойские покровы Преадыльп имеют более южное происхождение, нежели подстилающие их одновозрастные толщи Гельветской зоны. Он отметил также, что каждая из выделяемых пластин обладает специфической литолого-фациальной характеристикой. Последующие работы полностью подтвердили это положение, а принцип фациальной определенности покровов получил широкое распространение среди геологов. Следует учитывать, однако, что терминологически фациальная характеристика покровов понимается не очень строго. Она включает и фациальное своеобразие каждого стратиграфического горизонта в составе аллохтонного комплекса и его мощность. Она учитывает также присутствие или выклинивание тех или иных слоев, наличие угловых несогласий, степень метаморфизма и первичные (донадвиговые) дислокации слоев. Другими словами, понятие "фациальности" включает весь комплекс признаков, позволяющих выделить покров из серии подобных ему элементов.

Сейчас опубликовано множество работ, посвященных проблеме палинспастических реконструкций. В наиболее общем виде она разработана на примере Аппалач М. Кзем [214], который первым ввел понятия о палинспастических картах и профилях, основанных на последовательном развороте (растягивании) пакета покровов. При этом допускается: 1) неизменность в последовательности структурно-фациальных зон на этапе седиментации, 2) линейность этих зон при более или менее постоянной их ширине, 3) постоянство площади и объема пластов. Дальнейшие построения не сложны; все аллохтонные комплексы возвращаются в первоначальное положение с учетом направления шарьирования и видимой амплитуды перемещения. Корни определяются либо по сетке региональных разрывов, которые, как считается, развиваются из конседиментационных разломов¹. Нет принципиальной разницы в реконструкциях по покровным пластинам или покровным складкам. Первые такого рода исследования в Советском Союзе были выполнены Ч.Б. Борукаевым в Новороссийском синклинии. Рассмотренный им случай сравнительно прост, так как каждый из пяти выделяемых аллохтонов смещался как единое целое в одном направлении. Чаще области с покровным строением отличаются большей сложностью. Шарьирование проявляется неоднократно, бывает различно направлено; покровы в генетическом и морфологическом отношении разнотипны. Все это запутывает структуру, а палинспастические реконструкции резко усложняются. В этом случае отмеченная методика требует введения ряда дополнений.

Обычно, снимая искажающий эффект, геолог сталкивается с тремя задачами.

1. Восстановление палеоструктуры или палеогеографии района. Примеры реконструкции здесь сходны. Различие заключается в том, что, воссоздавая картину тектонической зональности на площади, необходимо учитывать искажение мощности слоев при послойном перераспределении вещества горных пород.

2. Определение амплитуды сжатия складчатого пояса или отдельных его частей.

¹ В результате последующих деформаций такие разломы не сохраняются, поэтому нахождение корней покровов становится задачей неопределенной. В этом случае в качестве корневых структур выделяются те зоны, в которых аллохтонные массы уходят на глубину.

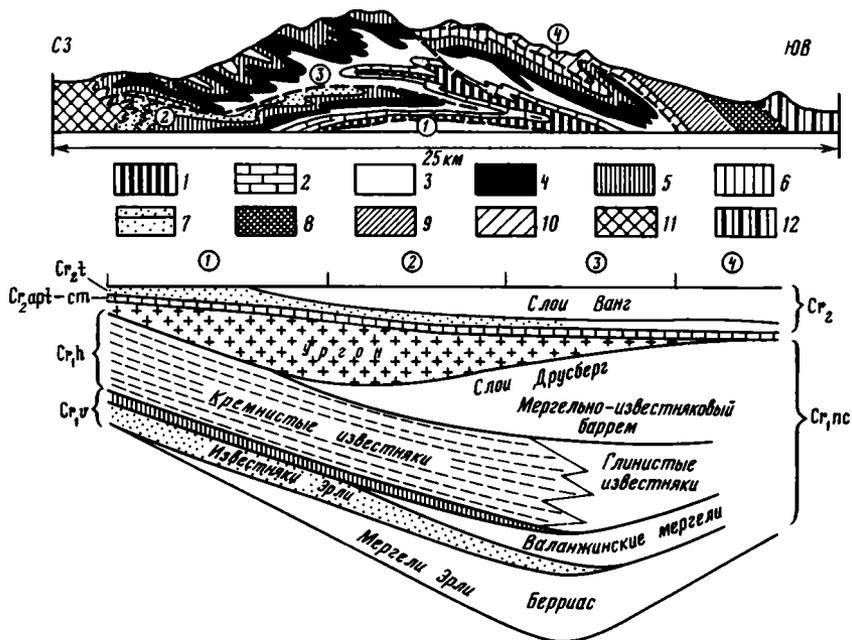


Рис. 38. Геологический профиль через массив Вильдхорн [221] и реконструкция последовательности фаций меловых отложений [37]

1—7 — Гельветские покровы: 1 — доггер, 2 — мальм, 3 — валанжин, 4 — готерив, 5 — баррем, нижний апт, 6 — апт, альб и верхний мел, 7 — эоценовый флиш; 8—11 — ультрагельветские покровы: 8 — триас, лейас, 9 — доггер, 10 — мальм—мел, 11 — ультрагельветский флиш; 12 — пеннинские покровы. Покровы: 1 — Меркль, 2 — Дьяблере, 3 — Вильдхорн, 4 — Ультрагельветский

3. Определение амплитуды шарьирования. При всем кажущемся сходстве второй и третьей задач между ними существуют отличия, так как только в очень редких случаях амплитуда сжатия равна амплитуде шарьирования.

Любые реконструкции, основанные на снятии наложенного эффекта покровных перемещений, начинаются с установления принципиальной схемы последовательности пластин (складок) в разрезе, так как база для палинспастических реконструкций закладывается еще в поле. Тщательно изучаются фациальная характеристика отложений каждого покрова и особенно направление пространственного изменения фаций, слагающих его горизонтов, что необходимо для воссоздания схемы относительного расположения разнофациальных покровов в разрезе. Непревзойденными такого рода исследованиями являются работы по меловым отложениям покровов Гельветской и Ультрагельветской зон Альп в Центральной Швейцарии. Здесь было установлено (рис. 38), что меловые отложения нижних покровов относительно маломощны, мелководны и в фациальном отношении близки к таковым автохтона. Для верхних покровов характерны мощные, более глубоководные осадки. Было показано также, что в пределах каждого покрова наблюдается увеличение мощности с севера на юг, а фронтальные части каждого верхнего покрова в фациальном отношении близки тыловым соседнего нижнего. В соответствии со сказанным верхние покровы первоначально располагались на юге, нижние — на севере. Подобная закономерность в дальнейшем многократно подтверждена для большинства систем Альпийско-Гималайского и Аппалачско-Каледонского поясов, Тянь-Шаня, Урала, некоторых регионов Тихоокеанского кольца. В общем виде ее можно сформулировать следующим

образом: при однонаправленном надвигании наиболее верхние аллохтоны обычно являются наиболее удаленными от автохтонов.

Таким образом, на основе изучения изменчивости фаций и мощностей отложений в пределах каждого тектонического покрова устанавливается общий характер изменчивости разреза. Это легче сделать в случае линейной зональности и выдержанного поперечного изменения фаций. Однако часто эти условия нарушаются. Границей между различными фаціальными зонами могут служить разломы. В этом случае наблюдаются очень резкие изменения фаций и мощностей одних и тех же горизонтов. Дело осложняется тем, что обычно такие разломы в эпоху складчатости превращаются в надвиги. Совмещенные в различных покровах отложения могут настолько отличаться, что возникает предположение об их значительно разобщенном первоначальном положении, в то время как на самом деле они накапливались в смежных зонах. В этом случае необходимо не только выяснить общую тенденцию изменения особенностей разреза отложений от одного покрова к другому, но и тщательно изучить фронтальную часть покрова, в пределах которой происходит скачок в изменении фаций и мощностей отложений. В некоторых случаях здесь удается установить приразломный характер отложений (обвальные брекчии). Однако вследствие эрозии фронта пластин приразломные брекчии обычно редко сохраняются. В этих условиях можно попытаться проследить покровы по простиранию. Иногда покровы-пластины по простиранию переходят в покровные лежачие складки, где легче увидеть все фаціальные переходы вследствие большей непрерывности изучаемого горизонта.

Необходимо учитывать также и такую ситуацию, что в покровном пакете совмещены действительно резко отличные по своему изначальному положению комплексы. Реконструкция их дошарьяжной позиции в этом случае основана на использовании второй группы методов (см. раздел "Региональные и глобальные реконструкции").

Схема относительного расположения "разнофаціальных покровов" дает, таким образом, возможность создать схему относительного расположения фаціальных комплексов на площади. Однако на первом этапе исследований мы не можем дать еще твердой пространственной привязки этих комплексов. Другими словами, мы не можем дать схему абсолютного (палеогеографического) их расположения. Условность получаемых палеотектонических схем заключается также и в том, что, разрывывая пакет пластин, мы вынуждены принимать их видимую ширину за истинную. У нас нет возможности учесть размеры эрозионного размыва фронта покрова, так что ширина реконструированных структурно-фаціальных зон будет заведомо меньше истинной. В этих случаях необходимо тщательно изучать региональную сетку разломов, иногда сохраняющуюся в автохтоне, подстилающем шарьированную оболочку. Относительно часто к таким разломам бывают приурочены тектонические клинья отложений, в возрастном и фаціальном отношении аналогичных породам определенных покровов. Отмеченные разломы можно рассматривать как реперы, маркирующие первичное положение определенных фаціальных комплексов, т.е. намечающих их корневые зоны. Дело упрощается, когда покровы непосредственно связаны с такими разломами. В покровно-складчатой структуре они представляют собой крупные надвиги или взбросы. Однако считается, что первоначально это были конседиментационные разломы. Необходимо помнить, что современная ширина корневых зон не соответствует их первоначальной ширине. Вследствие сжатия, которое они испытывают, первая всегда меньше второй.

Восстановление палеогеографии или палеоструктуры района сводится затем к последовательному возвращению каждой аллохтонной массы в корневую зону. Делается это следующим образом. Выбирается условный считающийся неподвижным репер. Обычно это автохтон (преимущественно внешние автохтонные мас-

сивы). Нижняя пластина снимается с него и возвращается в корневую зону. В принципе может быть, что: 1) ширина аллохтонной пластины (даже без учета внутренней деформации слоев) больше ширины корневой зоны и 2) меньше ее. Это значит, что в первом случае размеры размыва пластины меньше величины сжатия основания в корневой зоне, во втором — наоборот. В обоих случаях за "истинную" принимается наибольшая величина. Иными словами, в случае, когда ширина аллохтона больше ширины его корневой зоны, считается, что "истинная ширина" данной зоны на реконструируемой палеогеографической или палеотектонической схемах равна ширине аллохтона. Поэтому разломы, ограничивающие корневую зону, должны быть раздвинуты на расстояние, равное разнице между шириной аллохтона и корневой зоны. Возвращение следующей кверху пластины необходимо вести уже от этого нового положения разлома, ограничивающего корневую зону нижнего покрова. В случае, если корневая зона шире современного аллохтона, ее ширина принимается за "истинную", а положение ограничивающих разломов считается "первичным".

Все сказанное относится к покровам, имеющим монолитное строение, образовавшимся либо одноактно, либо вследствие нескольких подвижек, когда сохранилось общее направление движения. В действительности часто наблюдается еще более сложная картина. Например, иногда аллохтонная масса расслаивается на серии обособленных пластин, скользящих в направлении общего надвигания с различной скоростью или длительностью. Если она состоит из мощных компетентных пластов, разделенных пластинчатыми прослоями, в процессе деформации она может распасться на серию сорванных пластин. Последние будут смещаться независимо, что затруднит создание схем реконструкции. Реконструкция палеогеографии и палеоструктуры района сводится в этом случае к следующим задачам, в основе которых лежит проблема снятия эффекта дифференцированного смещения различных толщ аллохтона, нарушающих первичные связи стратиграфических горизонтов в разрезе. Вначале реконструкция проводится по отдельности для пластин, соответствующих разным структурным уровням. Для каждой из выделенных пластин создается отдельная схема. Это необходимо в связи с тем, что сорванная пластина редко остается недеформированной. В процессе смещения возникают сложночешуйчатые зоны, иногда частные покровы или дисгармоничные покровные складки. Необходимо снять эффект дислокаций. В целом методика реконструкций здесь аналогична рассмотренной ранее.

Вторая, пожалуй, наиболее сложная задача заключается в совмещении всех этих схем. В основе отработки такой сложной схемы лежит проблема установления первичных соотношений структурно-фациальных комплексов в разрезе и по площади. Следует выяснить, какой фациальной зоне нижней пластины соответствует та или иная зона сорванной с нее верхней. Задача неразрешима, если срыв произошел повсеместно на строго определенном уровне. В этом случае трудно учесть размеры смещения, а сопоставление серии схем становится неопределенным. Однако в реальных условиях проблема не выглядит столь безнадежной главным образом потому, что срыв обычно переходит с одного уровня на другой. Так, например, в одном месте срыв отсекает перекрывающую толщу от подстилающей, нарушая их первичные взаимоотношения. Вкост или по простиранию, однако, он может перейти на более низкий стратиграфический горизонт (структурный уровень) (рис. 39). Соотношения между двумя рассматриваемыми толщами здесь будут стратиграфическими. В последнем случае мы получаем объект, изучение которого позволяет выявить первичные соотношения фациальной зональности этих толщ. Простая экстраполяция таких соотношений в район, где изучаемые горизонты отделены разрывом, позволяет снять эффект срыва. Однако такое решение вопроса всегда несет элемент условности, так как надо быть уверенным в строгом совпадении зональности толщ на всей

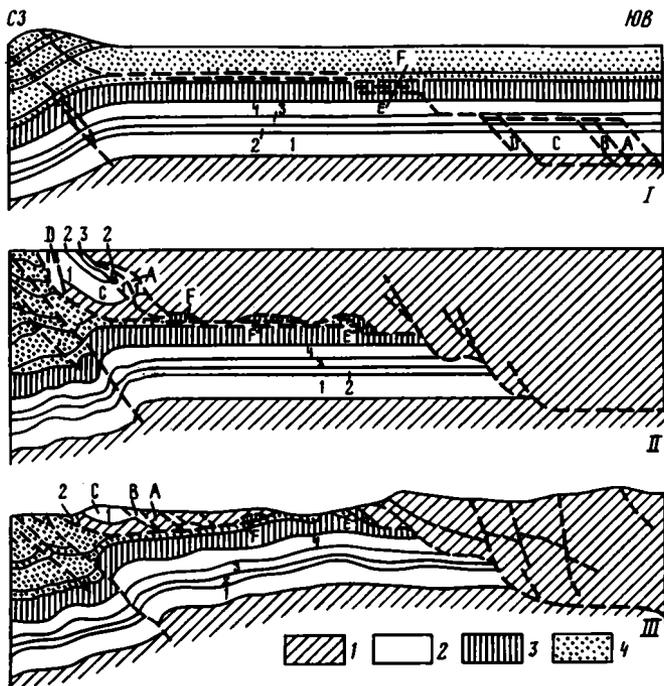


Рис. 39. Геологические разрезы, иллюстрирующие развитие структуры района Больших Дымных гор, Теннесси — Северная Каролина [216]

I — заложение системы срыв-скол и обособление пластин на разных уровнях; II — надвиг покрова Грейт-Смоуки; III — современная структура.

1 — докембрий; 2 — кембрий; 1 — группа Чилхови (Є₁), 2 — формация Шейди (Є₁), 3 — формация Ром (Є₁), 4 — группа Конасуга (Є₂); 3 — формация Нокс (Є—О); 4 — ордовик. А, В, С, D, E, F — чешуи, возникшие при обособлении покрова Грейт-Смоуки

территории изучаемого района. Эта проблема требует тщательных полевых исследований. Желательно, чтобы первичное соотношение зональности разных горизонтов было подтверждено в нескольких разобщенных местах. Задача упрощается при четкой линейности сравниваемых зон. Наоборот, однообразие отложений или резкие изменения простираний фациальных зон создают элемент неопределенности при совмещении.

Как уже отмечалось, восстановление дошарьяжной структуры в сложных покровно-складчатых сооружениях сводится к последовательному снятию эффекта наложенных деформаций, начиная с наиболее молодых. Задача упрощается в случае, если разновозрастные покровные пакеты "запечатываются" соответствующими неавтохтонами. Выделение элементарного пакета, т.е. наиболее древней по времени образования серии пластин, в этом случае не составляет особого труда. Если же неавтохтонные чехлы отсутствуют, почти полностью исчезает критерий для выделения элементарных пакетов при вторичном перемешивании покровов. Единственной возможностью для такого выделения является закономерно повторяющееся чередование определенных в фациальном отношении пластин в разрезе. В качестве примера рассмотрим Сакмарскую зону Урала. Здесь выделяются три пакета пластин: I, II и III [126]. Как типовой принят пакет III. Он проще построен, характеризуется закономерным чередованием фациальных пластин в разрезе и, что самое главное, в пределах некоторых из них намечается определенная тенденция изменения фаций с запада на восток.

Последовательность пластин в пакете снизу вверх следующая: 1) аргиллиты,

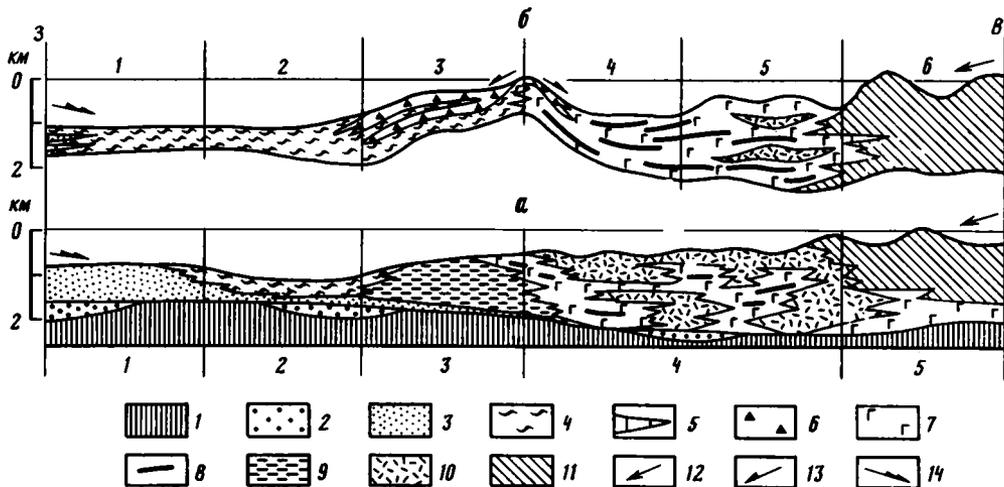


Рис. 40. Реконструированные фациальные профили Сакмарской зоны Урала для стратиграфических интервалов O_2-S_1ln (а) и S_1ln-S_2 (б)

1 — гипербазит-габбровый фундамент; 2 — грубозернистые, преимущественно аркозовые и кварцевые песчаники (кидрясовская и каугачская свиты — E_3-O_1); 3 — аргиллиты, кварцевые алевролиты, кварц-полевошпатовые мелкозернистые песчаники; 4 — фтаниты, яшмы, туфосиллиты; 5 — известняки; 6 — олистостромы; 7 — сплиты, диабазы; 8 — горизонты кремней в основных лавах; 9 — туфогенные аргиллиты, туффиты; 10 — туфогенные аргиллиты, туфы, тефроиды, вулканомиктовые песчаники, покровы и экструзивные купола кислых лав (альбитофирмы); 11 — то же, но в очень большом количестве присутствуют обломочные породы (в том числе грубые, вплоть до валунных), характерны пемзовые потоки; 12 — направление разноса вулканомиктового материала; 13 — то же, кремневого обломочного материала; 14 — то же, терригенного (сиалического) материала. Фациальные типы для а (1 — курганский, 2 — новокурский, 3 — медногорский, 4 — колымбайский, 5 — косистекский) и б (1 — алимбаевский, 2 — сакмарский, 3 — херсонковский, 4 — байтерекский, 5 — сугралинский, 6 — косистекский). Ширина фациальных зон дается не в масштабе

песчаники (O_1ag-S_1ln), фтаниты (S_1ln-S_2); 2) аргиллиты, песчаники (O_1ag-O_2), туффиты, туфоаргиллиты, туфы дацитов (O_2-S_1ln), фтаниты (S_1ln-S_2); по направлению к востоку кремни силура замещаются толщей кремниевых и полимиктовых конглобрекчий, конгломератов, туфов; еще восточнее появляются покровы базальтов; 3) вулканогенно-кремнистая толща (O_2-S_2). Если учесть, что относительное смещение пластин (в современных координатах) происходило с востока на запад, то верхняя пластина в рассматриваемом пакете была наиболее восточной массой, нижняя — западной. Разворачивая пакет с учетом сказанного, мы получаем структурно-фациальные профили для стратиграфических интервалов O_1-S_1ln и S_1ln-S_2 (рис. 40). Сходным образом построены фациальные ряды пакетов I и II. Это подтверждает положение, что каждый фациальный ряд более или менее полно отражает латеральную последовательность фаций до шарьяжобразования.

Обособление аллохтонных масс в различных районах зоны происходило по границе различных фациальных комплексов. Поэтому на одних участках мы видим переход от кремнистых фаций к эффузивно-осадочным, на других — от эффузивно-осадочных к туфогенным. Это имеет важное значение, так как по отдельным, часто обрывочным данным удастся восстановить весь структурно-фациальный профиль.

Одной из главных задач палеогеографических и палеотектонических реконструкций является установление места, от которого необходимо вести разворачивание системы пластин, т.е. выяснение направления шарьяжирования. Эта проблема теснейшим образом связана с вопросом генетической типизации

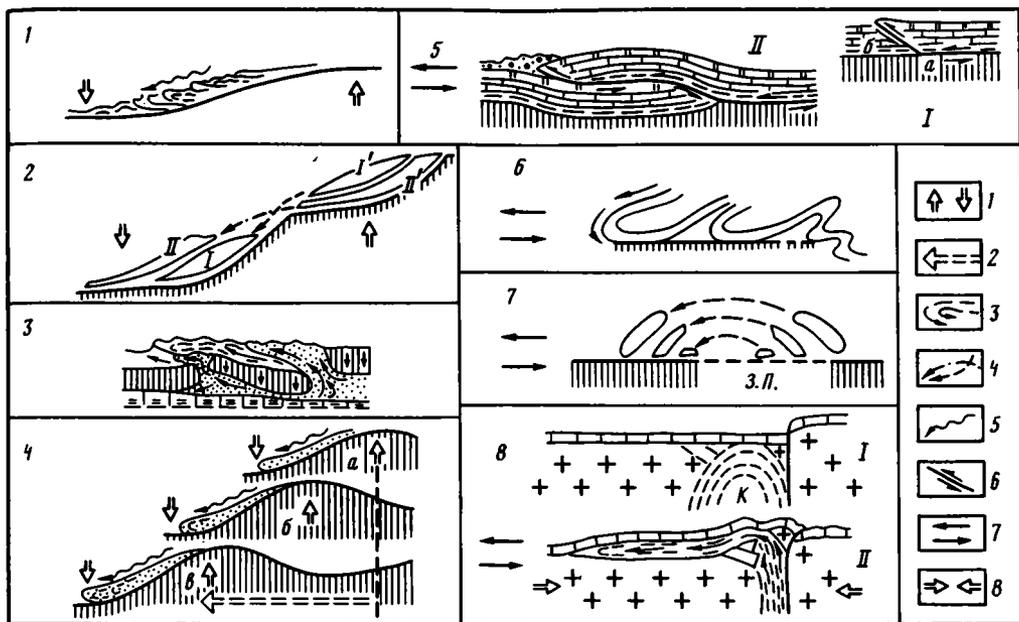


Рис. 41. Некоторые механизмы, действие которых установлено или предполагается при объяснении покровообразования по: [10]

1 — вертикальные движения земной коры; 2 — латеральное смещение поднятия; 3 — направление перемещения материала при различных механизмах; 4 — перемещение тектонических пластин при дивертикуляции; 5 — гравитационное скольжение; 6 — скол и срыв; 7 — общая обстановка складчатости; 8 — сжатие земной коры. Механизмы покровообразования: 1 — гравитационное скольжение, 2 — дивертикуляция (I — нижняя и II — верхняя пластины; соответственно I' и II' — места их отрыва), 3 — перераспределение материала в результате плотностной неуравновешенности, 4 — латеральная миграция поднятий и прогибов, сопровождающаяся гравитационным скольжением (а — в — стадии развития процесса), 5 — сочетание срыва по слоистости (а) и косога срыва (б) на стадии зарождения покровной структуры (I) и при ее дальнейшем развитии (II); 6 — накатывание лежащих складок; 7 — цилиндрическое перебарывание (з.п. — зона поглощения); 8 — выжимание и горизонтальное приповерхностное "растекание" относительно маловязкого материала (I — стадия, предшествующая сжатию; K — камера, заполненная маловязким материалом; II — сжатие и вызванное им перемещение материала)

покровов. Авторы считают, что необходимо выделить следующие типы покровов: 1) гравитационные, 2) покровы сжатия, 3) смешанные (комбинация первых двух).

Гравитационные покровы являются поверхностными. Основная их черта — абсолютное смещение аллохтона при относительной стабильности автохтона (рис. 41). Главным морфологическим типом являются ныряющие складки продольного изгиба, формирующиеся вдоль фронта покрова. В корневых частях образуются зоны растяжения, т.е. сжатия и растяжения компенсируются внутри складчатой системы.

Покровы сжатия — главный тип шарьяжных структур. В основе их образования лежит процесс расслоения коры на обособленные структурные горизонты, деформирующиеся дисгармонично. Анализ структуры автохтона и корней показывает, что на глубинных уровнях происходит интенсивное сокращение первоначальной ширины складчатых поясов, сопровождающееся сдавливанием автохтона и выжиманием поверхностных масс. Основным морфологическим типом являются дислоцированные пластины. Сжатие охватывает весь складчатый пояс; оно компенсируется растяжением вне его пределов.

Покровы смешанного типа возникают при наложении гравитационного эффекта на сформировавшийся выжатый пластин.

В первом случае реконструкция ведется путем возвращения аллохтона в корневую зону. В идеальном виде развернутый каскад складок и пластин покроет область "тектонической денудации" (корневая область). Последняя в структурном отношении представляет собой раздвиг, где обнажаются древние толщи автохтона. Однако в большинстве случаев ширина корневой зоны меньше ширины аллохтона. Дело в том, что сам автохтон часто испытывает боковое сжатие, размеры которого учесть трудно. Поэтому за "истинную" ширину корневой зоны растяжения принимается ширина аллохтона.

В случае выжатых покровов реконструкция ведется от корневой зоны. Анализ структуры последней показывает, что именно здесь боковое сжатие было максимальным. В морфологическом отношении корни представляют собой узкие

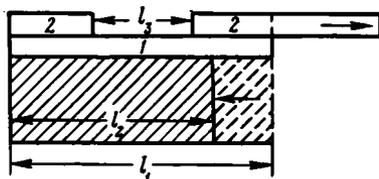


Рис. 42. Схема подсчета амплитуды сжатия и шарьирования

l_1 — первоначальная ширина автохтона; l_2 — ширина автохтона после сжатия; l_1-l_2 — величина сжатия автохтона — величина шарьирования нижней пластины (1); l_3 — амплитуда гравитационного шарьирования верхней пластины (2); $l_3+(l_1-l_2)$ — суммарная амплитуда шарьирования верхней пластины

раздавленные крутые клинья. Они рассматриваются как неподвижные реперы, а восстановление дошарьажной картины проводится путем последовательного выдвигания каждого нижнего покрова из-под соседнего верхнего в сторону от корневой зоны и по направлению к фронту. Естественно, что при реконструкции последний окажется наиболее смещенным от своего современного положения.

Реконструкция в районах, характеризующихся развитием покровов смешанного типа, проводится в два приема. Сначала снимается эффект гравитационного смещения. Затем восстановление дошарьажной структуры проводится отмеченным выше способом. Именно на этом основаны палеогеографические и палеотектонические реконструкции Альп.

Кратко остановимся теперь на подсчете амплитуд шарьирования и регионального сжатия складчатых областей. В принципе будет правильно сказать, что амплитуда регионального сжатия равна размерам шарьирования. Однако в реальных условиях такое тождество практически никогда не наблюдается. При этом необходимо различать два случая. Первый относительно прост. Аллохтон смещается либо в виде единой пластины, либо расчленяется серией секущих надвигов, смыкающихся внизу с базальной плоскостью основного сместителя, на серию однотипно построенных чешуй. Если пластина не дислоцирована, то амплитуда шарьирования, принимаемая как максимально видимая, равна амплитуде сжатия. Если же аллохтон смят (дошарьажные дислокации здесь не учитываются), то размеры сжатия равны амплитуде шарьирования плюс величина сокращения первоначальной ширины аллохтона, т.е. размеры сжатия всегда несколько выше амплитуды шарьирования.

Второй случай более сложен. Аллохтон расслаивается на серию независимо смещающихся, сорванных пластин (рис. 42). Поэтому встает вопрос, по какой из них необходимо подсчитать амплитуду шарьирования. В первую очередь нужно выделить автохтон. За последний принимается наиболее глубокий, доступный изучению структурный элемент. Считается, что величина его сжатия отражает истинную величину сжатия некоторого района. При определении амплитуды шарьирования в этом случае необходимо различать две задачи: 1) определение амплитуды шарьирования, отражающей сжатие в автохтоне, и 2) определение суммарной амплитуды шарьирования, включающей амплитуду сжатия плюс шарьирование, связанное с наложенными явлениями (например,

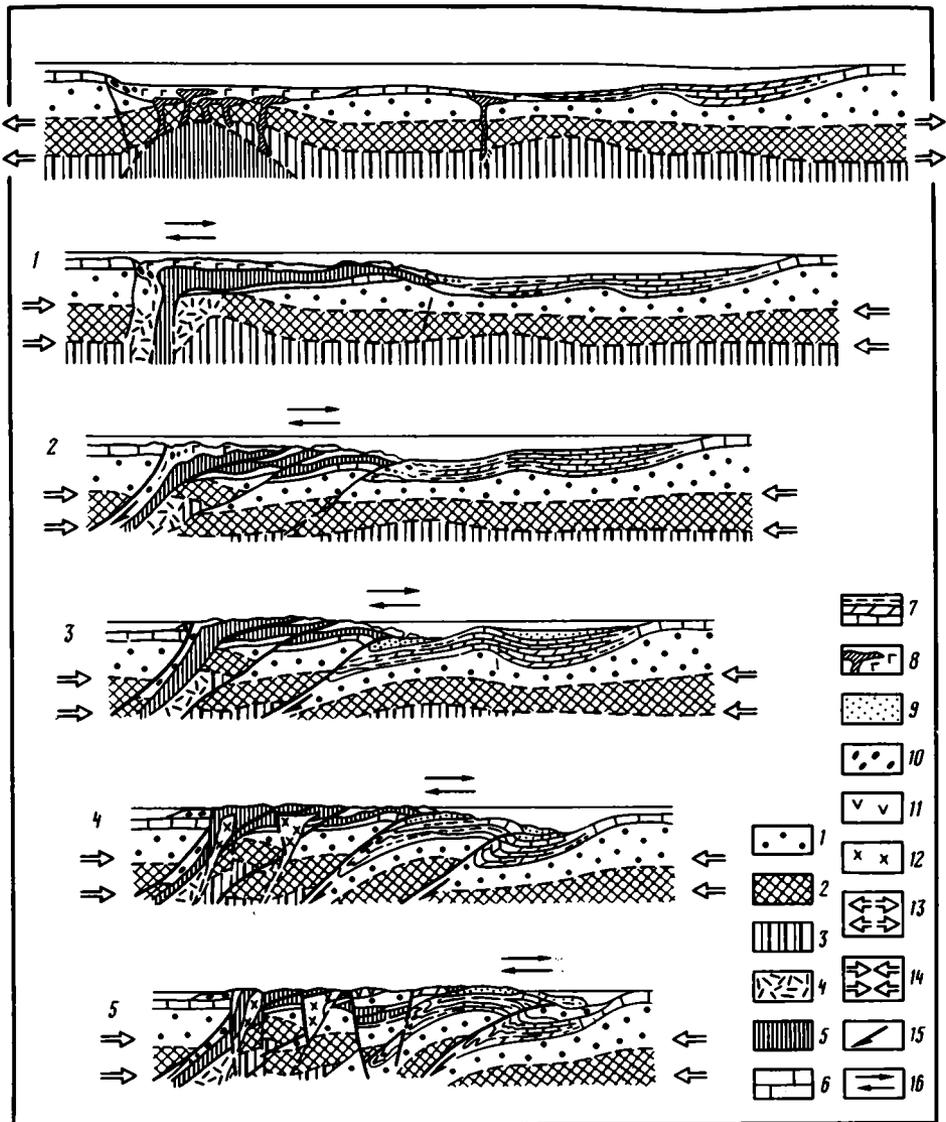


Рис. 43. Последовательные стадии развития покровного сооружения по: [10]

1 — гранитный, 2 — базальтовый слой земной коры; 3 — верхняя мантия; 4 — коромантийная смесь; 5 — материал мантийного диапира и альпинотипных гипербазитов; 6 — шельфовые отложения платформы и срединного массива; 7 — различные геосинклинальные отложения; 8 — инициальные базальтовые вулканиты; 9 — флиш; 10 — молассы; 11 — субсеквентные вулканиты; 12 — гранитоиды (преимущественно гранодиориты); 13 — растяжение; 14 — сжатие литосферы; 15 — глубинный надвиг; 16 — зона активного покровообразования (действие пары сил). Верхний профиль — прогибание геосинклинали, начальный магматизм, поднятия мантийного диапира. Профили 1—5 — последовательные фазы сжатия и замыкания геосинклинали с развитием покровных структур: 1 — сжатие мантийного диапира, протошарьяж офиолитов ("обдукция"); 2—5 — подвижные области покровообразования от внутренних к внешним частям геосинклинали; после фазы 2 — воздымание пакета шарьяжей близ тыловой рубцовой зоны при продолжающемся опускании внешних частей геосинклинали, начало накопления флиша; после фазы 3 — разломообразование и внедрение гранитоидов близ тылового рубца, начало воздымания средней части геосинклинали; после фазы 4 — расширение области разломообразования и воздымания на внешнюю часть геосинклинали, дифференциальные блоковые движения, значительная эрозия, формирование внутренних молассовых впадин и красного прогиба, субсеквентный вулканизм

гравитационным покровообразованием). За величину сжатия принимается амплитуда шарьирования нижней пластины аллохтона (мелкие чешуи параавтохтона здесь не учитываются). Однако по простирацию амплитуда шарьирования может существенно меняться. Поэтому необходимо проследить изменение пространственного положения определенных фациальных зон автохтона и аллохтона, а также внимательно изучить изменение морфологии их структуры.

Суммарная амплитуда шарьирования может включать кроме амплитуды сжатия изолированное смещение какой-то сорванной массы. Примером могут служить Австрийские Альпы. Образование австроальпийских шарьяжей связано с надвиганием к северу докембрийского цоколя, палеозойских граувакковых толщ и триасово-юрских серий на мезозойские сланцы Тауэрна и Энгадина. Амплитуда такого надвигания, в целом отражающего сжатие в автохтоне, равна 80—90 км. Впоследствии мезозойские отложения Северных Известняковых Альп были надвинуты, по-видимому, в связи с гравитационным оползанием еще на 40—50 км к северу на третичные флишевые отложения. Таким образом, суммарная амплитуда шарьирования верхних восточноальпийских масс равна 120—140 км. Суммарная величина шарьирования в этом случае всегда несколько больше размеров горизонтального сжатия, имевшего место в автохтоне.

Следует иметь в виду также, что при образовании крупных покровов шарьирование может происходить неравномерно по простирацию: на одном участке может максимально сместиться одна система покровов, на другом — другая и т.д. В связи с этим для выяснения общей амплитуды смещения нельзя просто суммировать максимальные амплитуды, полученные для каждой системы.

Современная ширина подвижных поясов может быть гораздо менее значительной, чем первоначальная, благодаря почти полному пережиманию участков с океанической корой в зонах поглощения, от которых иногда остаются лишь узкие офиолитовые швы. Создание методики реконструкций для этих случаев должно осуществляться в будущем по мере уяснения сущности явления.

Образование складчато-покровной структуры горного сооружения в наиболее сложных случаях процесс длительный, сопровождается образованием новых прогибов, поднятий, перекрытием прежних прогибов и областей денудации, возникновением магматических очагов и метаморфическими преобразованиями (рис. 43). Поэтому вышеизложенные методы реконструкции первичных седиментационных структур дополняются обычно изучением в широком плане всей истории геологического развития региона и в особенности динамики процессов осадкообразования, структурообразования и вулканизма.

Региональные и глобальные реконструкции

При палеотектонических реконструкциях с позиций мобилизма более обширных территорий, т.е. мелкого масштаба, как региональных, так и глобальных используется иной комплекс методов. Среди них главными являются следующие: кинематический (только для послетриасовой истории), палеомагнитный, геологический, палеоклиматический и палеобиогеографический. Все эти методы могут использоваться самостоятельно, но наибольший эффект они дают при их комплексном применении.

Кинематический метод. Поскольку данный метод связан с анализом геофизических и геологических данных строения дна современных океанов, то он может быть использован лишь для мезо-кайнозойских реконструкций. Метод основан на совмещении разновозрастных магнитных аномалий океанического дна, расположенных по разные стороны от срединно-океанического хребта. С его помощью восстанавливается последовательное положение литосферных плит, начиная со времени начала образования современных океанов. Соответствие

между полосовыми магнитными аномалиями и геологическими эпохами и веками установлено в ряде работ [253]. Такие реконструкции были недавно выполнены коллективом автором по совместному советско-французскому проекту "Тетис" [253] для западной части Средиземноморского пояса. Последний, по современным представлениям, образовался в результате преобразования океана Тетис и его континентальных окраин. Если восстановить позднепалеозойскую Пангею, закрыв Атлантический океан и придвинув Африку и Евразию к Северной Америке, то между Евразией и Африкой откроется пространство, отвечающее мезозойскому океану Тетис. Океан выклинивается на запад и сильно расширяется на восток, достигая в районе Кавказа ширины 2500 км, а в районе Памира — 4500 км.

Реконструкции прошлого расположения плит, первоначально разделявших Тетисом, выводились из относительного движения Африки и Евразии относительно Северной Америки, Иберии относительно Евразии и Аравии и Индии относительно Африки [253]. В таблицах из цитированной работы приведены параметры расхождения Африки и Евразии, с одной стороны, и Северной Америки — с другой и параметры вращения Африки относительно Евразии в разные отрезки мезозоя и кайнозоя. Параметры рассчитаны, исходя из совмещения полосовых магнитных аномалий в Северной Атлантике. Точность реконструкции бывшего положения Африки относительно Евразии составила для кайнозоя десятки километров, а для позднего мезозоя не более 100 км. В соответствии с параметрами движения Африки относительно Евразии были рассчитаны направления и скорости перемещения Африки в четырех точках Евразийской окраины. Перемещение Африки и Евразии в определенные отрезки времени относительно Северной Америки показано на рис. 44, а изменение направления движения и величины перемещений Африки по отношению к Евразии показано на рис. 45. Тем самым реконструкция взаимного положения Африки и Евразии является для каждого отрезка геологического времени тем каркасом, который берется за основу при анализе развития складчатого пояса. Все его внутренние структурные элементы должны уместиться и закономерно расположиться в каждый временной интервал в пределах межконтинентального пространства, а изменения этого пространства должны находить соответствующие отражения в структурно-формационных комплексах пояса.

Серия карт [253], построенных на основе рассчитанных кинематических параметров, выявила ряд трудных проблем, но и позволила установить много интересных закономерностей развития Средиземноморского пояса. Так было установлено, что раскрытие Северной Атлантики разделяется на два главных периода, граница между которыми проходит примерно на уровне 80 млн лет назад. В начале первого периода, ранняя—средняя юра (около 190 млн лет назад), произошел отрыв Гондваны от Лавразии. Затем Африка стала смещаться на восток относительно всей Лавразии, в том числе и относительно Евразии. Это движение привело к хорошо документированному левостороннему смещению Африки относительно Евразии на 2200 км. Второй период начался около 80 млн лет назад, когда произошел откол Евразии от Северной Америки и северный край Африки в результате изменения полюса вращения Африканской плиты на всем своем протяжении стал сближаться с Евразией, что в конечном счете привело к столкновению этих континентов.

Важно еще отметить существенную роль, которую играет выбор географической (геодезической) проекции. Она должна удовлетворять требованию минимального искажения рассматриваемого региона. Так, для реконструкций западного Тетиса была выбрана косая меркаторская проекция с полюсом 50°N, 155°W [253].

На континентах рекомендуется показывать современную координационную сетку (или кресты пересечений параллелей и меридианов), что помогает читать их повороты. Также, где возможно, указывается современная береговая линия и

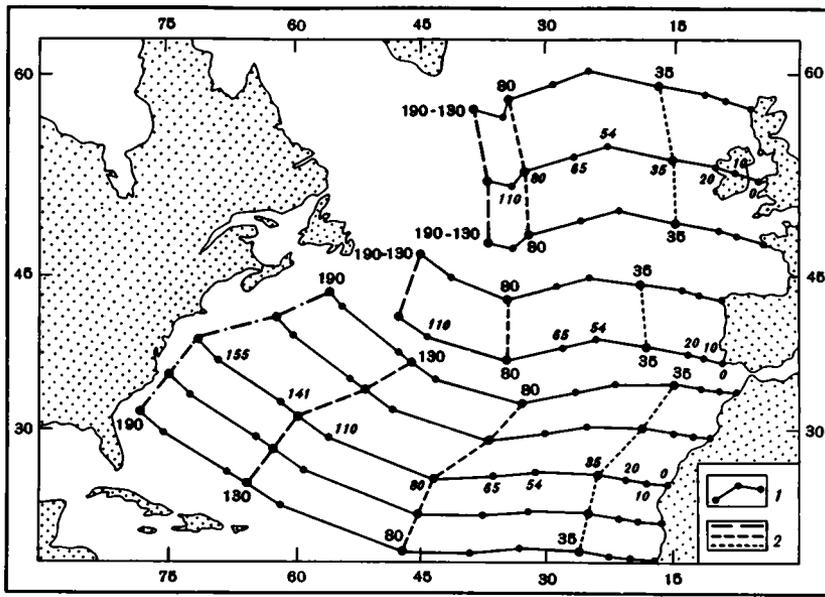


Рис. 44. История относительных движений Евразии, Иберии и Африки относительно Северной Америки с ранней юры до современного периода, млн лет (проекция Меркатора)
 1 — интерполированные линии движения; 2 — изохроны

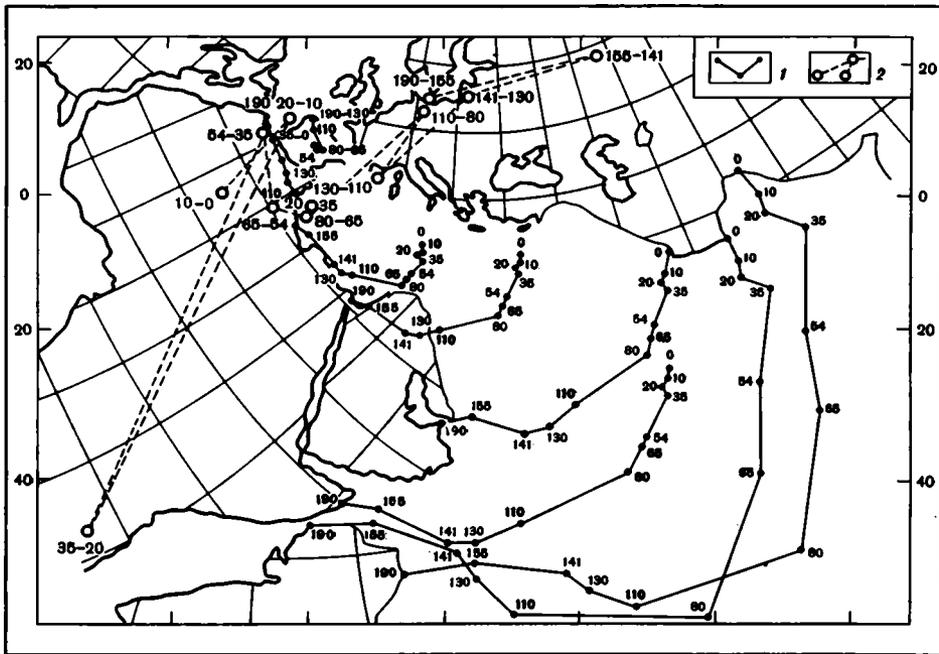


Рис. 45. История относительных движений Африки, Иберии, Аравии и Индии относительно Евразии от ранней юры до современности
 Косая меркаторская проекция с северным полюсом 50°C , 155°З . Положение континентов на первой стадии — 190 млн лет. Современные широты и долготы на континентах через 10° .
 1 — интерполированные линии движения; 2 — позиции полюса, описывающие движение Африки относительно Евразии от стадии к стадии

некоторые современные контуры внутри материков, для того чтобы лучше ориентироваться в перемещениях целых континентов или их частей.

Палеомагнитный метод. Сущность этого метода реконструкций состоит в расположении литосферных плит или их частей (платформ, микроконтинентов, отдельных тектонических блоков и т.д.) в соответствии с направлением вектора естественной остаточной намагниченности. Последний определяется при помощи достаточно сложной методики [100]. Измерение направления вектора остаточной намагниченности (склонения и наклонения) позволяет определить положение, в современных координатах, палеомагнитного полюса для данной точки. В идеальном случае такое определение позволяет установить палеошироту и величину угла, на которую был повернут данный блок с момента образования изученных пород. На практике в связи с погрешностями измерений, позднейшими различными искажающими влияниями на полеомагнитные свойства горной породы и внутренними деформациями плит (несоответствие идеальной жесткости) проводят измерения во многих точках и берут средние показания.

В палеомагнитологии принята гипотеза о том, что положения магнитных полюсов Земли в течение геологического времени совпадали с географическими, а точнее, никогда не отклонялись от них на значительную величину ($>7-10^\circ$). Поэтому, если мы для какого-нибудь района или одной и той же плиты для двух или нескольких интервалов геологического времени получаем по палеомагнитным данным положение палеомагнитного полюса, намного градусов отличного от современного, это значит, что этот район или плита были передвинуты на соответствующую величину в результате локальных, региональных или глобальных тектонических движений.

Соединяя палеомагнитные полюса для последовательных временных интервалов, можно получить эталонные кривые движения полюса для той или иной плиты. Эти кривые названы траекториями кажущейся миграции полюса, поскольку они отражают движения плит, а не самих полюсов. Кроме того, эти кривые отражают лишь движения с изменением широты, повороты, но никак не учитывают долготную компоненту.

Совмещая палеомагнитные полюсы для разных плит литосферы с полюсом вращения Земли, можно найти их положение относительно полюса в любой интервал времени, а прослеживая изменение этих положений от эпохи к эпохе, можно реконструировать и взаимное размещение этих плит.

Применение палеомагнитных методов к решению региональных и локальных тектонических задач, т.е. к изучению деформаций внутри складчатых поясов, имеет свою специфику [4]. Здесь прежде всего следует отметить, что необходимо пристальное внимание к геологическим и тектоническим особенностям горных пород, свидетельствующим об искажении получаемого палеомагнитного вектора. В принципе любые деформации геологических тел, произошедшие после фиксации в них вектора остаточной намагниченности, вызовут такую же деформацию палеомагнитных направлений. Решение задачи сводится к возвращению деформированных и смещенных тел в такое положение, при котором одновозрастные палеомагнитные направления окажутся параллельными и направленными на современный полюс Земли, а палеомагнитная широта будет соответствовать сетке широт. Следует учитывать, что точность определения палеомагнитной широты имеющимися в настоящее время методами составляет $\geq 7-10^\circ$, что в среднем позволяет считать ее равной ± 500 км.

Описанную методику использовали авторы проекта "Тетис" [253], которые вначале установили эталонные кривые движения полюса для стабильной Европы и для стабильной Африки (начиная с триаса). Затем они провели коррекцию кривых одного материка относительно другого и относительно Северной и Южной Америк, используя соответствующие методы тектоники плит.

По уточненным кривым кажущегося перемещения полюсов для соответ-

ствующих интервалов времени от триаса до неогена были расположены на выбранной топоснове материка Евразии и Африки. Дальнейшая задача заключалась в расположении более мелких блоков внутри Средиземноморского пояса и по его краям, таких, как Апулия, Закавказский массив, Восточный Иран и т.д. Важным разделом работы по установлению палеотектонической картины развития пояса явилось обсуждение причин противоречий, которые получились между палеомагнитными данными по структурам внутренней части пояса, геологическими данными и той сеткой широт, которая была установлена по расположению крупных плит.

Иной пример использования палеомагнитного метода при палеотектонической реконструкции в покровно-складчатой области представляет реконструкция меловой покровно-складчатой системы Карпато-Балканского региона [18].

Тектонические комплексы, расположенные ныне на территории Карпат, Динарид и Эллинид, в меловое время входили в состав складчатой системы, образованной обширными тектоническими покровами. Эти шарьяжи сложены породами океанической коры мезозойского Тетиса и породами, сформированными на окраинах Евразийской и Африканской литосферных плит. Перемещение шарьяжей происходило в ранне- и среднемеловое время. В позднем мелу шарьяжи были смяты в складки совместно с неоавтохтоном.

Простираание позднемеловой покровно-складчатой системы можно определить по результатам палеомагнитного исследования пород верхнего мела, которые слагают неоавтохтон. На рис. 46 стрелки указывают направление на позднемеловой северный магнитный полюс. В северной дуге Карпат эти стрелки имеют форму расходящегося веера, а в дуге, образованной Южными Карпатами и Балканидами, — форму сходящегося веера. Между тем в позднем мелу все эти палеомагнитные направления "смотрели" в одну сторону — в сторону магнитного полюса. Современная картина позднемеловых палеомагнитных направлений (рис. 46) возникла вследствие вращения тектонических структур при деформациях, происходивших в позднемеловое время. Зная направление на позднемеловой полюс (СВ $13-15^\circ$ в современной системе координат), можно определить по палеомагнитным данным углы, на которые были повернуты тектонические структуры, и восстановить их простираание в позднем мелу.

Главной чертой внутренней структуры Альпийского складчатого пояса в рассматриваемом регионе является дисгармония между его Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвями, особенно резкая в обрамлении Паннонского бассейна. Огибая этот бассейн, Западные, Восточные и Южные Карпаты образуют гигантскую петлю. Палеомагнитные данные свидетельствуют о вторичном происхождении Карпатской петли в результате деформаций, происходивших в послемеловое время. На основании этих данных можно сделать вывод о том, что тектонические зоны Западных, Восточных и Южных Карпат в позднем мелу имели северо-западное простираание (относительно современного меридиана) и были близки к простираанию современных Динарид.

Форму меловой складчатой системы и главные черты ее внутреннего строения удастся восстановить, анализируя распределение на площади региона больших шарьяжей ранне- и среднемелового возраста. Внутренняя область Западных Карпат — классический регион развития среднемеловых шарьяжей. Ансамбль покровов фундамента и чехла был создан здесь в предсеноновское время. Направление перемещения покровов — на север, амплитуда достигает многих десятков километров. Западнее, в Южных и Восточных Альпах роль среднемеловых шарьяжей незначительна, а в Центральных Альпах тектонические покровы такого возраста не известны.

В Восточных Карпатах среднемеловой возраст имеет комплекс шарьяжей основания, которыми сложен Мармарошский массив, а также Каменнопотокский офиолитовый покров, залегающий под этим массивом. Тектонические покровы

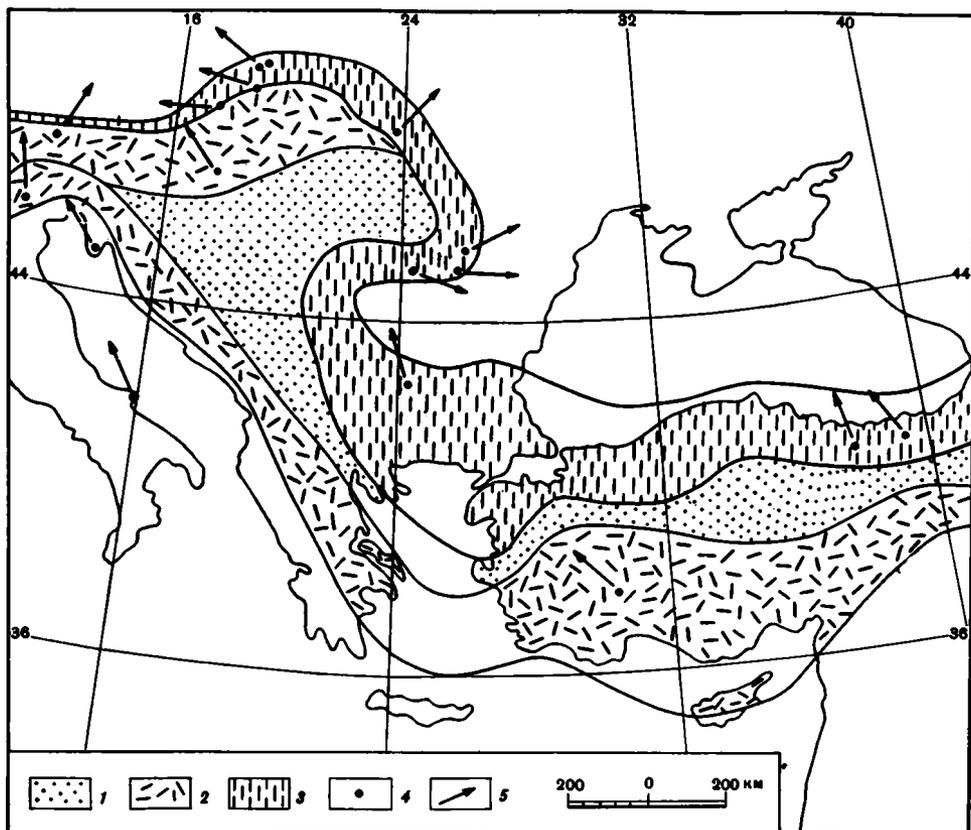


Рис. 46. Результаты палеомагнитных исследований пород позднего мела [17]

1—3 — породы мезозойского Тетиса в складчатой области: 1 — зона развития оphiолитов, 2, 3 — породы континентальных склонов и прибрежных морей (2 — окраины Африки, 3 — окраины Евразии); 4 — участки палеомагнитных исследований; 5 — палеомагнитные склонения в породах верхнего мела

внутри Мармарошского массива были сформированы до накопления сеноманских отложений, которые трансгрессивно их перекрывают. Ансамбль мармарошских шарьяжей и Каменнопотокский покров лежат на олистостромовой толще. Время надвигания — между поздним альбом и туроном, направление перемещений — на восток, амплитуда — десятки километров.

В Южных Карпатах в середине мела был сформирован обширный Гетский покров основания, который надвинут в южном направлении на нижнемеловой флиш. Этот покров прослежен до меридионального участка Южных Карпат. Его видимая амплитуда — 80 км. В горах Апуссени в рассматриваемое время возникли покровы основания (Кодру-Арьешани и Бихария-Мунчел), а также покровы чехла. Направление их перемещений — на север, видимая амплитуда — 80 км.

Таким образом, во внутренней области Западных, Восточных и Южных Карпат развиты обширные шарьяжи большой амплитуды, имеющие среднемеловой возраст. Эти шарьяжи определяют внутреннюю структуру указанной области. К югу от Карпат такие шарьяжи распространены в зоне Крайштин. Направление их движения на северо-восток, амплитуда 30—40 км. Вполне вероятно, что в этой системе шарьяжей участвуют и породы Сербо-Македонского массива.

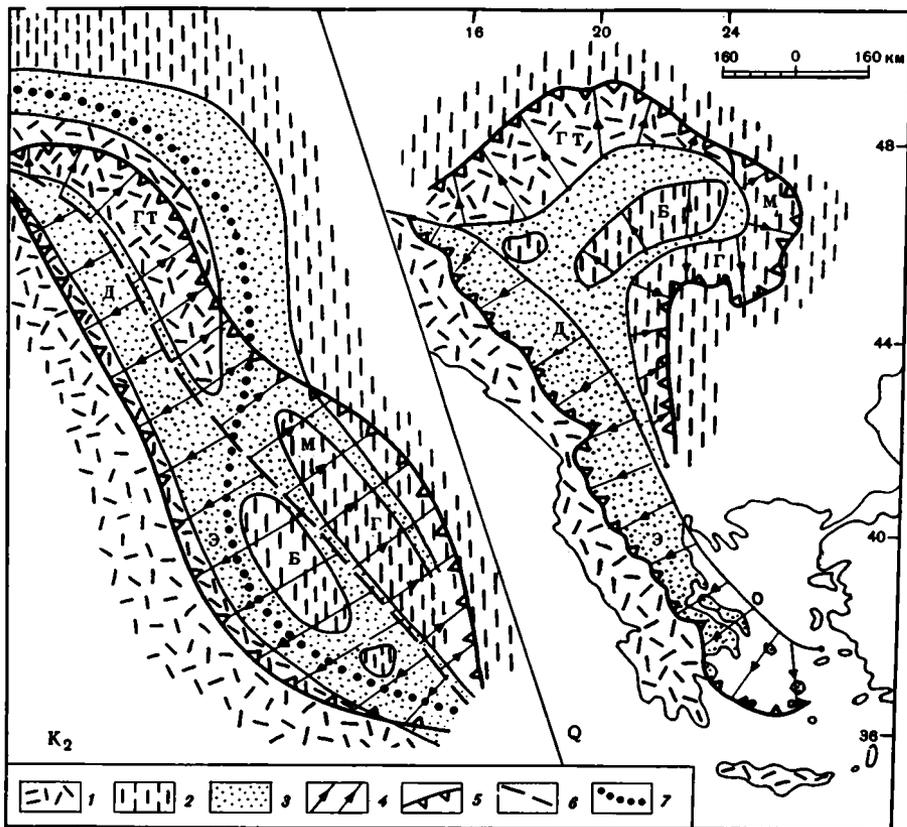


Рис. 47. Ареал развития ранне-среднемеловых шарьяжей и реконструкция поздне меловой складчатой системы [16]

K_2 — конструкция для позднего мела; Q — современное положение.

1 — породы африканской окраины мезозойского Тетиса; 2 — породы евразийской окраины; 3 — зона развития океанических пород; 4 — ареал развития больших шарьяжей раннего—среднего мела (стрелки показывают вергентность); 5 — фронт шарьяжей; 6 — ось складчатой системы позднего мела; 7 — сутура юрской глубоководной зоны Тетиса. Б — Бихорский массив; Г — Гетский массив; ГТ — Гемериды, Вепориды, Татриды; Д — Динариды; М — Мармарошский массив; Э — Эллиниды

Зона развития больших шарьяжей мелового возраста в пределах Карпато-Понтической ветви пояса имеет протяженность 1500 км (рис. 47).

В Динаро-Таврской ветви Альпийского пояса шарьяжи ранне-среднемелового возраста образуют широкую зону, которая протягивается вдоль Динарид и Эллинид. Направление перемещения тектонических покровов — юго-западное, амплитуда составляет десятки километров. На севере зона среднемеловых шарьяжей заканчивается на границе с Южными Альпами, где такие шарьяжи отсутствуют. На юге она скрывается под водами Эгейского и Критского морей. Массив Киклид часто рассматривается как аналог Пелагонийских массивов. В этом случае зона меловых шарьяжей продолжается до середины Эгейского моря. Далее на восток — в Западном Тавре — роль меловых шарьяжей незначительна. Вероятно, в это время формировались лишь чешуи внутри-океанической коры. Протяженность пояса шарьяжей Динарид и Эллинид — также около 1500 км.

Приведенные данные позволяют реконструировать меловую покровно-склад-

чатую систему, в строении которой участвовали тектонические комплексы Карпато-Балканского региона. Результаты палеомагнитных исследований (см. рис. 46, 47) свидетельствуют о том, что при составлении такой реконструкции необходимо распрямить Карпатскую дугу, а тектонические структуры Балканид и Понтид повернуть на 30—40° в направлении движения часовой стрелки. В результате зоны развития меловых шарьяжей, расположенные ныне в Карпатах, Динаридах, Эллинидах и горах Апусени, на реконструкции оказываются совмещенными (см. рис. 47, K₂). Они слагали единую систему с двусторонней вергентностью шарьяжей, надвинутых на края Евразийского и Африканского континентов.

В заключение следует отметить, что удовлетворительные палеомагнитные результаты могут быть получены лишь при строгом соблюдении определенных правил: использовании образцов, точно привязанных к местности и к структуре, хорошо датированных палеонтологически и по возможности в более узком временном интервале, при достаточном количестве образцов по разрезу и по площади и прошедших все виды чистки.

Геологический метод. Кинематический и палеомагнитный методы дают в главных чертах удовлетворительную картину истории развития складчатого пояса в ее как бы скелетном виде, и только применение геологического метода делает эту картину яркой, объемной, насыщенной многими деталями. Больше того, часто геологические данные заставляют пересматривать чисто палеомагнитное решение, искать более удовлетворительную кинематическую схему.

Геологический метод состоит в установлении латеральных рядов структурно-формационных комплексов и совмещении их с кинематическими и палеомагнитными реконструкциями, т.е. изображении на последних соответствующих геодинамических (палеотектонических) обстановок, таких, как шельфы, окраинные бассейны, островные дуги, интрадуговые рифты, океанические бассейны и т.д., а также других геологических данных (рифты, отдельные вулканы, сдвиги, зоны смятия и т.д.).

Методика латерального структурно-фациального анализа использовалась во многих исследованиях, есть и специально посвященные ей работы [22]. Используя эту методику применительно к Средиземноморскому складчатому поясу, удалось обосновать тезис о тесной сопряженности развития краевых частей континентов, микроконтинентов и разделяющих их бассейнов с корой океанического типа. Открытие таких бассейнов вызывалось рифтогенными процессами и раздвижением, часто при участии сдвиговой компоненты, блоков континентальной коры, и сопровождалось одновременным закрытием более древних бассейнов в процессах аккреции и скучивания континентальных блоков. Примерами взаимосвязанных геодинамических систем служит открытие бассейна Неотетис в перми—триасе и синхронное ему закрытие расположенного севернее бассейна Палеотетис [8], открытие Атлантического и Индийского океанов начиная с нижней юры, и одновременное закрытие бассейна Неотетис, которое продолжается донныне в районе Средиземного моря [25].

Излагаемая методика основана на принципе актуализма. Это значит, что как и в настоящее время, на Земле в прошлом можно установить закономерные связи по латерали главнейших структурных элементов и приуроченных к ним осадочных, вулканических и магматических формаций, включающих все виды полезных ископаемых. Иными словами, если мы в настоящее время видим на Земле океаны, континенты и переходные зоны между ними, разделенные на ряд типов, то и в прошлом, по крайней мере в последние 1,0—0,5 млрд лет, можно восстановить те же главнейшие структуры или их гомологи. Это подтверждается анализом магматизма современных активных зон Земли, таких, как срединно-океанические хребты, континентальные рифтовые зоны, активные континентальные окраины и др., существенно различающиеся петролого-геохимически, и сопоставлением его с соответствующим магматизмом прошлых геологических эпох [65].

Латеральный анализ геологических формаций и основных тектонических элементов, выполненный для узкого временного интервала, позволяет устанавливать расположение прежних границ литосферных плит и микроплит, определять природу этих границ, намечать положение ископаемых зон субдукции. При этом определение латеральных соотношений структурно-фациальных комплексов в древних покровно-складчатых сооружениях требует предварительной реконструкции первичных взаимоотношений отдельных пластин и блоков, снятия наложенных эффектов метаморфизма и структурных преобразований. Применения актуалистическую методик, можно установить палеоаналоги всех современных структур Земли. Вместе с тем часть структур прошлого, видимо, не найдет удовлетворительного аналога в настоящее время и это надо иметь в виду при палеотектонических реконструкциях.

Палеоклиматический метод. Этот метод реконструкций основан также на актуалистических принципах, предполагающих, что климатическая зональность в прошлом была той же, что и сейчас, т.е. что всегда существовали пояса полярного, умеренного, тропического и экваториального климатов. При этом имеются в виду и возможные отклонения, т.е. несовпадения климатических зон с современными. Кроме известных и в настоящее время смещений границ между климатическими поясами к северу и югу косо по отношению к широте в зависимости от многих местных условий (теплые и холодные течения, направления ветров, горные системы и т.д.), в прошлом на Земле происходили общепланетарные потепления и похолодания, во время которых климатические пояса смещались к экватору, либо полюсам, а иногда происходило общее потепление и выравнивание климата по всей планете (например, средний—поздний девон). Но это лишь отклонения, а в целом предполагается, что климатическая зональность за последние 500 млн — 1 млрд лет сохранялась. Иными словами, основные закономерности распределения и развития современных климатов Земли можно, хотя и с некоторыми ограничениями, распространять на древние эпохи и использовать для реконструкции палеоклиматов.

Наиболее информативными являются литологические и геохимические особенности осадочных пород. Палеонтологические данные также учитываются при восстановлении палеоклиматической зональности, но они имеют свою специфику и поэтому выделены в самостоятельный палеобиогеографический метод.

В каждой климатической зоне благодаря особенностям экзогенных процессов формируются определенные формации осадочных пород, типоморфные для данного пояса. По палеоаналогам этих формаций мы можем определить с той или иной степенью приближенности принадлежность данной территории к определенному климатическому поясу.

Так, индикатором холодного климата являются отложения и иногда формы рельефа, связанные с материковым оледенением и представленные моренами, штрихованными валунами, тиллитами. Внутри поясов умеренного и тропического климатов выделяются области гумидные, с обильной растительностью, и аридные, с типичными для них пустынями. В геологическом прошлом жаркие аридные зоны определяются по распространению эвапоритовой формации, содержащей такие породы, как гипсы, соли, ангидриты, осадочные доломиты. Для аридного климата характерна также кора выветривания неполного профиля с преобладанием сульфатно-карбонатных и карбонатных продуктов. Континентальные красноцветные отложения в качестве показателей аридного климата, например нижнедевонские или пермские красноцветы Европы, используются лишь в том случае, если они карбонатны. Бескарбонатные красноцветы относятся к отложениям гумидного климата. Для последнего характерны также горючие сланцы и уголь. Во влажном тропическом климате максимальное развитие получают латеритные коры выветривания, часто с бокситами. Особенно характерны бокситы для жаркого и влажного экваториального климата, что позволяет по ископаемым

бокситовым залежам реконструировать приэкваториальные пояса. Присутствие глауконита в осадках также указывает на существование теплого климата. Достаточно важными климатическими индикаторами являются известняки. Как органогенные, так и хемогенные, они образовывались преимущественно в теплых морях тропического и экваториального поясов. Наиболее примечательными образованиями низких широт являются ископаемые известняковые рифы. Наибольшая концентрация магния в карбонатных породах, в частности в органогенных известняках, наблюдается в приэкваториальных и тропических широтах и уменьшается к полюсам. Более полно методика палеоклиматического анализа и литологические индикаторы палеоклиматов рассмотрены в соответствующих руководствах [138, 142]. Отметим еще одно важное обстоятельство, на которое указывал Н.М. Страхов. Это обязательность при палеоклиматических реконструкциях восстановления всех палеоклиматических поясов в их совокупности, а не отдельных палеоклиматических зон, что может привести к серьезным ошибкам.

Если нанести индикаторы палеоклиматов прошлого для разных периодов развития Земли на современную географическую ситуацию, то мы увидим довольно незакономерную картину. Гораздо более упорядоченно будут выглядеть палеоклиматические зоны на мобилистических реконструкциях [156].

Новой и очень интересной областью применения палеоклиматического и палеобиогеографического методов реконструкций являются современные океаны. Здесь эти методы помогают восстановить движение океанического дна в течение мезозоя—кайнозоя. Суть методики сводится к выявлению по колонкам буровых скважин поясов высокой и низкой биологической продуктивности разного возраста, приуроченных соответственно к экваториальной и аридной зонам, и по ним выяснение направления, времени и скорости прохождения плит через соответствующие климатические зоны [70].

Взятый отдельно палеоклиматический метод может дать лишь в грубых чертах расположение основных масс земной коры в прошлом. В совокупности же с другими методами этот независимый источник данных значительно повышает надежность получаемых результатов при их непротиворечивости.

Палеобиогеографический метод. Метод основан на тех же принципах, что и палеоклиматический. Предполагается в прошлом зависимость распределения на поверхности Земли различных растительных и животных сообществ, зафиксированных в ископаемом виде, от климатической зональности. Подобно тому, как, например, современные растения по отношению к температурному режиму разделяются на сообщества тропические, субтропические, умеренные, умеренно холодные и космополитические, а по отношению к влажности на водные, гидрофильные, мезофильные и ксерофильные, древние (последевонские) растения, может быть, в несколько огрубленной форме, могут быть подразделены на те же группы.

Метод состоит в анализе современного распределения комплексов ископаемой фауны и флоры и соотношения их с вероятными палинпастическими реконструкциями, получаемыми другими методами. Метод носит вспомогательный характер, разработан на ископаемом материале еще недостаточно и содержит много внутренних проблем. Использовать его можно далеко не для каждого временного интервала — как из-за недостатка данных, так и из-за того, что некоторые периоды или эпохи в развитии Земли не обладали достаточной контрастностью условий обитания древних организмов. Наилучшие результаты могут быть получены данным методом в совокупности с палеоклиматическим (литологическим) методом.

Ниже приводятся примеры применения палеобиогеографического метода.

Э.Я. Левен и С.Ф. Щербович [68], анализируя распределение ассельских фузулинид на Памиро-Гималайском пересечении Средиземноморского пояса, обнаружили, что они относятся к двум резко отличным провинциям: Северотетической тропической и Южнотетической внетропической. Находящиеся в современ-

ной структуре вблизи одна от другой с двух сторон от Главного Гиндукушского и Танымасского разломов, они при палинспастических реконструкциях закономерно попадают на противоположные берега древнего океана Палеотетис в разные климатические пояса, разделявшиеся (4000—5000 км) океаническим пространством. Аналогичная, но еще более показательная картина для территории Афганистана показана французскими геологами [228], которые установили резкие различия в каменноугольной и раннепермской фауне (брахиоподы, мшанки) по разные стороны от Гиндукуша: теплолюбивые тропические формы к северу и холоднолюбивые гондванские — к югу от него. В западном направлении климатическая контрастность между провинциями в пределах Средиземноморского пояса должна уменьшаться в силу сближения противоположных берегов Палеотетиса и приближения северного края Гондваны к экватору [12, фиг. 1]. Действительно, в этом направлении от Памира к Кавказу исчезают различия между фузулинидовыми сообществами. На Кавказском пересечении, где Палеотетис был уже значительно более узким, некоторые представители Северотетической провинции, включая швагеринид, появляются на его южном краю в Эльбурсе и Сванетии.

Превосходный пример применения палеофитогеографического метода к анализу палеотектонической обстановки в карбоне и перми Евразии дан в работе С.В. Мейена [88]. Четыре палеофлористических провинции, Ангарская и Гондванская внетропические и Еврамерийская и Катазиатская тропические, были расположены в соответствии с палеоширотами, полученными палеомагнитным методом, и подтвердили мобилистическую реконструкцию расположения континентов того времени. Те же данные, нанесенные на современную географическую ситуацию, дают резко искаженную картину климатической зональности, которую невозможно объяснить ничем, кроме крупных перемещений континентов с каменноугольного времени.

Мы уже отмечали полезность применения при реконструкциях комплекса методов. В заключение следует сказать, что при таком подходе можно построить и одну карту на какой-то промежуток времени, охватывающий век, эпоху или даже две-три эпохи. Но гораздо лучшие результаты можно получить, судя по уже имеющемуся опыту [254], если строить серию последовательных по времени карт. В этом случае каждая карта как бы контролируется предыдущей и последующей, что позволяет во многих случаях принять наиболее вероятный вариант палеогеографического и палеотектонического решения для получения согласованной картины последовательного развития.

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Исследования глубоко метаморфизованных комплексов, отличающихся от неметаморфических образований большой спецификой и разнообразием структурных форм, базируются на специальных методических приемах, которые неоднократно публиковались в монографиях, руководствах, пособиях и статьях [34, 47, 93, 167, 254]. Почти все исследователи, изучавшие эти толщи, приводят данные об их интенсивных деформациях, которым они неоднократно подвергались в течение длительного времени. Об этом свидетельствует развитие остаточных деформаций, проявленных в метаморфических породах в широком диапазоне масштабов — от дислокационных дефектов и субзеренных структур минералов, следов миграции границ зерен, структур изгиба и вращения кристаллической решетки минералов до предпочтительных ориентировок по их кристаллографическому строению, линейности, по форме зерен и их агрегатных скоплений, кристаллизационной сланцеватости, будинажа, структур сдвигового растяжения, складок мелкого, среднего и крупного масштаба, формирующих складчатые пояса,

зоны пологозалегающих глубинных покровов и крутоориентированных сдвиговых поясов.

Между этими разномасштабными структурными формами существуют определенные геометрические и временные соотношения, которые позволяют объединять их в единые структурно-метаморфические парагенезисы, отражающие крупномасштабное тектоническое течение метаморфических пород в глубинных горизонтах земной коры в различных геодинамических обстановках. Исследование структуры метаморфических комплексов обычно базируется на изучении отдельных эпизодов структурных событий, запечатленных в разном масштабе в пределах обнажений, которое сопровождается детальным картированием небольших по размеру площадей. В результате корреляции отдельных структурных или структурно-метаморфических парагенезисов, установленных в пределах обнажения, отдельного участка или целой тектонической зоны, осуществляется идентификация разновозрастных событий и выяснение места того или иного события в общей цепи геологических процессов и явлений. Главным условием такой корреляции является понимание и соблюдение соотношения масштабов сопоставимых явлений, в основе которого лежит проблема соподчиненности структурных форм с более крупными тектоническими единицами, а также проблема механизмов деформаций, перемещения и распределения пластичного вещества, которые и определяли тектоническую расслоенность глубинных горизонтов докембрийской литосферы. Многочисленные данные свидетельствуют о высокой подвижности древней докембрийской коры, основная информация о тектогенезе которой содержится в высокометаморфизованных гранито-гнейсовых и гнейсовых образованиях, в настоящее время рассматриваемых в качестве первой в истории Земли сиалической коры с возрастом древнее 3,8 млрд лет. Изучая эти образования, выведенные сейчас на дневную поверхность, мы получаем представление об особенностях тектонической расслоенности глубинных горизонтов протоконтинентальной коры, формирование которой контролировалось процессами твердопластического течения сиалического материала в условиях высокого разогрева. Понимание механизмов тектонической расслоенности глубинных коровых горизонтов невозможно без изучения структурных форм первой стадии деформационного цикла, которые, как правило, отражают ранний этап глубинного тектогенеза. В общем виде представления о развитии первичных элементов тектонической расслоенности метаморфических комплексов сводятся к следующему.

В основе традиционного подхода к пониманию структуры метаморфических комплексов лежит принцип подобия мелких и крупных структурных форм, механизмы деформации которых объясняются продольным изгибом и расплющиванием, приводящим к широкому развитию систем прямых складок, параллельно осевым плоскостям которых формируется первая кристаллизационная сланцеватость [167, 168]. Согласно представлениям В.В. Эза, на ранней стадии структурообразования в изначально горизонтально залегающих супракрустальных комплексах в ходе метаморфизма в условиях прогрессивного тангенциального сжатия формируется вертикальная тектоническая расслоенность, приводящая, как правило, к полному уничтожению стратиграфической последовательности.

В основе этой концепции лежит представление о том, что изначально горизонтально залегающие породы не могут деформироваться в лежаче изоклинные складки и, следовательно, приводят к горизонтальной тектонической расслоенности путем послынного течения. Формирование лежачих изоклильных складок сторонниками этой концепции рассматривается как результат последующего поворота осевых плоскостей прямых складок ранней генерации на 90°. На первый взгляд, казалось бы, эта гипотеза с подкупающей простотой объясняет многие элементы тектоники сложнодислоцированных метаморфических комплексов, но геологические следствия, исходящие из этой модели, не так уж и безобидны.

Во-первых, эта модель полностью отрицает возможности горизонтального по-

слоистого твердопластического течения коровых масс, формирующих глубинные покровы. Эти покровы, детально закартированные во многих областях развития древнейших метаморфических образований — в Гренландии, Южной Африке, Северной Америке, Кольском полуострове, Карелии и других регионах мира, указывают, что именно горизонтальные тектонические движения были ведущими на ранних стадиях архейского тектогенеза. Неясно, правда, каковы масштабы горизонтальных перемещений глубинных коровых пластин и каков эффект вклада скупивания сиалического вещества в наращивание мощности ранней протоконтинентальной коры.

Во-вторых, в качестве главных механизмов структурообразования рассматриваются лишь механизмы продольного изгиба и расплющивания, которые совершенно искусственно перенесены из терминологии структурной геологии неметаморфизованных образований в область высокотемпературных твердопластических деформаций метаморфических горных пород, где процессы пластического течения контролируются дислокационной и диффузионной ползучестью. В силу этого игнорируется эффект разноградIENTного сдвигового течения в метаморфических горных породах, который может приводить к резкой гетерогенности развития структурных форм даже в пределах однородных по характеру расслоенности и составу, а следовательно, и по реологическим свойствам образований.

В-третьих, представление о том, что структурообразование высокометаморфизованных комплексов начинается с формирования систем прямых складок, приводящих к площадному развитию первой крутоориентированной сланцеватости, не находит подтверждения в природе. Если наблюдения за положением сланцеватости в структуре изоклинальных складок проводятся в супракрустальных комплексах, то обычно невозможно прийти к какому-то единственному решению. Часто в складках одной и той же генерации можно видеть двойное положение сланцеватости — изогнутой в области замка и развивающейся параллельно осевой плоскости, а также развитой либо только параллельно изгибу замков, либо только параллельно осевым плоскостям этих складок. Обычно это зависит от состава горизонтов, деформированных в складки, и от того, как широко в породах развиты слюды и другие минералы, которые наиболее контрастно выявляют положение кристаллизационной сланцеватости. Изучение структуры древних магматических пород, вовлеченных в архейский тектогенез, которые по отношению к слоистым супракрустальным комплексам являются относительно структурно-изотропными телами, показывает, что первая сланцеватость в них формируется под углом 45° к границам крупных зон пластического сдвига, будь это зоны вертикально ориентированных сдвиговых структур или плоскости полого ориентированных надвигов. Более того, складчатые структуры при этом могут не формироваться.

И наконец, в-четвертых, обратимся к принципу подобия мелких и крупных структурных форм, которому в модели В.В. Эза и его последователей отводится универсальное значение. Согласно этому представлению, каждой мелкой складке или системам мелких складок второстепенного порядка должны соответствовать крупные складки, которые обычно невозможно закартировать из-за развития вторичной метаморфической полосчатости, которая представлена чередованием новообразованных субпараллельных тел разного состава, напоминающих первичную слоистость [168]. Мы не отрицаем существование таких явлений в метаморфических комплексах, а лишь хотим подчеркнуть, что в различных регионах докембрия такие процессы развиты в различных масштабах. Там, где отсутствует активная площадная гранитизация, метаморфизм лишь усиливает контрастность первичной расслоенности, будь она первично-магматическая или первично-осадочная. Что касается невозможности формирования мелких спорадически развитых складок без возникновения крупных складок этой же генерации, то наиболее удобными для понимания этого явления оказываются магматические тела, участ-

вующие в архейском тектогенезе совместно с вмещающими их супракристалльными комплексами. В них часто можно наблюдать именно "внутрислоевую" локально развитую мелкую складчатость, не имеющую соседних сопряженных пар, которая деформирует плоскости первой (для этих тел) кристаллизационной сланцеватости, развитие которой внутри массивных слабо деформированных разностей ограничено зонами пластического сдвига [33]. Никаких крупных складчатых форм, которые приводили бы к "сдвину" внутренней кумулятивной полосчатости магматического тела, при этом не существует. Это означает, что принцип подобия мелких и крупных складок не универсален, а следовательно, должен быть применен к каждой конкретной ситуации с известной долей условности. По-видимому, именно представления об универсальности принципа подобия мелких и крупных форм привели к тому, что сторонники этой точки зрения, характеризуя главные черты структурного развития докембрийских регионов, никогда не упоминали о латеральной структурной зональности, которая является одной из характерных особенностей тектоники областей глубокого докембрия.

Вторая точка зрения рассматривает сланцеватость метаморфических горных пород как унаследованную дометаморфическую структуру, которая генетически связана с закономерной ориентировкой частиц исходного осадка. Такая кристаллизационная сланцеватость формируется, по-видимому, в условиях метаморфизма погружения и обнаруживает строгую параллельность со слоистостью. В условиях повышения температур ориентированные в процессе седиментации глинистые частицы замещаются слоистыми более высокотемпературными образованиями, которые наследуют структуру глинистых частиц. Обзор этой концепции был детально сделан О.М. Розеном, который считал, что разработка принципов диагностики генезиса сланцеватости должна стать одной из кардинальных задач структурной геологии докембрия. Соглашаясь с этим выводом, стоит отметить, что существование дометаморфических плоскопараллельных текстур особенно в глинистых осадках, которые могут выступать как унаследованные признаки при формировании кристаллизационной сланцеватости, само по себе не вызывает сомнений. Однако постоянное присутствие кристаллизационной сланцеватости в деформированных метаморфизованных породах заведомо неосадочной природы, скажем, в метабазах с реликтами "подушечных текстур", в деформированных гранитах, метагабброидах и т.д. присутствие предпочтительных ориентировок минералов, формирующих кристаллизационную сланцеватость, и множество других признаков указывают бесспорно на ее деформационную природу.

Третья точка зрения, основанная на экспериментальном моделировании процессов складкообразования в применении к условиям метаморфогенной дилатации, предполагает, что в ограниченном сверху и по бокам объеме горных пород увеличение объема за счет флюидов H_2O и CO_2 приводит к формированию вертикальной структурной зональности, которая выражена в развитии пологой сланцеватости и лежащих изоклинальных складок в нижних объемах и крутоориентированного кливажа в верхних горизонтах [29]. В условиях прогрессивного развития процесс дилатации сменяется сначала режимом линейной, а затем купольной адвекции.

Четвертая точка зрения, базирующаяся как на экспериментальном моделировании, так и на изучении природных объектов, предполагает существование разноградиентных сдвиговых потоков, формирующих вертикальную и горизонтальную тектоническую расслоенность больших объемов метаморфических толщ [93]. По сути дела, представления В.М. Миллера во многом перекликаются с проведенными Е.И. Паталахой [102] фундаментальными исследованиями особенностей структурообразования с позиций ламинарного течения, которое рассматривалось как течение, ориентированное под большим углом к слоистой структуре. В условиях эксперимента на многослойной модели из канифоли Ю.В. Миллеру удалось воспроизвести послынное сдвиговое разноградиентное

течение, в результате которого была сформирована α -линейность, ориентированная параллельно направлению растяжения материала, и серия асимметричных складок с шарнирами, расположенными перпендикулярно направлению течения [93]. Было отмечено также, что на ранней стадии течения кливаж располагался параллельно слоистости, в то время как на поздних стадиях он оказался ориентированным параллельно осевым плоскостям асимметричных складок, которые были сформированы в условиях продольного растяжения слонистой пачки при вращательном разноградиентном сдвиговом течении. Главные структурные парагенезисы, описанные Ю.В. Миллером на примере экспериментально воспроизведенного субслоистого течения, оказывается, широко развиты в природе — в областях высокометаморфизованных архейских образований, вовлеченных в глубинное покровообразование. Особенности структурообразования в областях развития древних тектонических покровов будут рассмотрены нами ниже.

Анализируя основные позиции всех перечисленных выше представлений о структуре и характере тектонической расслоенности метаморфических комплексов, мы хотели бы подчеркнуть, что ни в одну из этих концепций не вошло рассмотрение латеральной структурной зональности, хотя в общем виде элементы такого подхода можно обнаружить в недавних работах Ю.В. Миллера [92].

В последние годы полевые исследования докембрийских регионов принесли многочисленные доказательства того, что наиболее типичные структурные ансамбли глубоко метаморфизованных образований были сформированы горизонтальными движениями [181, 229, 252].

Как известно, в пределах распространения докембрийских комплексов выделяется два основных типа областей: высокометаморфизованные (или гранулитогнейсовые зоны) и гранит-зеленокаменные области. Эти два типа областей, по существу, и определяют крупные латеральные неоднородности архейской литосферы. В свою очередь, в пределах этих областей существует латеральная структурная зональность, которая является отражением сложных и многостадийных процессов тектогенеза, протекавшего в глубинных горизонтах протоконтинентальной коры и верхней мантии на ранних стадиях развития Земли.

Исследование этих сложных структур докембрийских метаморфических толщ обычно осуществляется комплексными методами. Эти методы включают тектоническое районирование областей докембрия, выявление структурных доменов с помощью детального геолого-структурного картирования, изучение последовательности деформаций и метаморфических явлений, структурный и микроструктурный анализ. Более глубокое понимание генетических аспектов структурообразования в метаморфических комплексах стало возможным с приходом в геологию методов электронной микроскопии, которая помогает рассматривать дислокационную структуру деформированных минералов с позиций материаловедения и физической металлургии. Все эти методы описаны в многочисленных публикациях, а частично их можно найти в приведенном списке литературы. Необходимо подчеркнуть, что изучение генетических аспектов структурообразования наиболее целесообразно проводить с помощью исследования деформаций в магматических телах, которые благодаря своей относительно первично изотропной структуре выступают как более надежные маркеры деформаций, чем супра-кристалльные высокоанизотропные породы.

Структура высокометаморфизованных (гранулитогнейсовых) областей

В качестве модели формирования латеральной структурной зональности в пределах высокометаморфизованных областей докембрия мы рассмотрим Центральнокольскую зону и ограничивающие ее зеленокаменные пояса восточной части Балтийского щита (рис. 48).

Центральнокольская зона сложена породами чарнокитовой серии с возрастом древнее 2,9 млрд лет [31] и супракрустальными образованиями кольской серии с возрастом древнее 2,7—2,6 млрд лет [114].

Породы чарнокитового комплекса представлены единой расслоенной серией первично-магматических пород: пироксенит-габбро-норит, кварцевый диорит-тоналит-плаггиогранит, которые, как мы предполагаем, могли возникнуть путем частичного плавления древнейшей базитовой оболочки Земли [83, 84]. Породы кольской серии представлены типичными для архея супракрустальными образованиями, среди которых выделяются гранат-биотитовые, гиперстен-гранат-кордиеритовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Породы чарнокитовой серии также метаморфизованы и гранитизированы в условиях гранулитовой фации, образуя широкую гамму петрографических разновидностей — мезократовые кристаллосланцы, метапироксениты, собственно эндербиты, чарнокиты, отдельные тела плаггиоклазитов и плаггиогранитов. На рис. 48 приведена схема латеральной структурной зональности, обнаруженной в породах чарнокитовой серии и глиноземистых гнейсах кольской серии, распространение которых ограничено позднеархейскими зеленокаменными поясами: на юго-западе Оленегорским и северо-востоке Колмозеро-Вороньинским. Породы раннеархейского основания характеризуются симметричной структурной зональностью относительно зеленокаменных поясов. Зоны 1 и 3 представляют собой область развития покровно-чешуйчатых структур, полого погружающихся в направлении осевых зон зеленокаменных поясов. В зоне 1 покровно-чешуйчатые структуры наименее изменены более поздними процессами, в то время как в зоне 3 установлены лишь только реликты чешуйчато-надвиговых структур. Это объясняется тем, что здесь проходит зона более позднего Мурманского сдвига, по которому проводят обычно южную границу Мурманского блока. Зона влияния сдвига на породы зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Центральнокольской зоны довольно обширна. С ней связано формирование крутоориентированной кристаллизационной сланцеватости и зон бластомилонитов, сопровождающихся перекристаллизацией материала в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, которые затушевывают ранние покровные структуры, формировавшиеся в условиях метаморфизма гранулитовой фации. "Снимаемая" эти поздние деформации, видно, что структурный стиль зон 1 и 3 свидетельствует о твердопластическом течении корового материала путем перемещений его от корневых областей зеленокаменных поясов к осевой зоне Центральнокольского "микроконтинента".

Структурные парагенезисы зон глубинного покровообразования

Рассмотрим теперь главные структурные парагенезисы покровно-чешуйчатых областей, которые свидетельствуют о горизонтальной тектонической расслоенности корового вещества на ранних стадиях эволюции протоконтинентальной коры. Наиболее детально в этом отношении в зоне 1 нами была изучена Вежетундровская пластина (рис. 49), сложенная породами чарнокитовой серии, в строении которой преимущественным развитием пользуются эндербиты, составляющие 60—70% общего объема. Эти породы характеризуются неясно выраженной полосчатостью, которая подчеркивается неоднородным распределением плаггиоклаза, гиперстена и кварца. Двупироксеновые плаггиосланцы, представленные тонкими полосами или довольно мощными пластами, чередующимися с эндербитами, составляют 30—35% общего объема чарнокитовой серии. Метапироксениты развиты в резкоподчиненных количествах (5%), образуя серию будинообразных тел, смещенных относительно друг друга по простиранию метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости. Наиболее типичной особенностью

строения пластины является ее структурная гетерогенность. В пределах Вежетундровской пластины чарнокитовой серии мы выделяем три структурных домена, которые приурочены к фронтальной, центральной и тыловой зоне пластины.

Наиболее ранние этапы деформации были установлены в тыловой зоне пластины. Они представлены мелкими лежачими изоклинальными складками F_1 , мощность замковых частей которых во много раз превосходит таковую на их крыльях. Шарниры складок F_1 ориентированы под углом 10—15° к линии транспорта Вежетундровской пластины, в то время как их осевые плоскости параллельны плоскости ее подошвы. Наиболее яркой особенностью внутреннего строения тыловой зоны Вежетундровской пластины является присутствие здесь α -линейности (L_1), выраженной в предпочтительной ориентировке удлиненных зерен кварца, которая в метаморфических комплексах встречается довольно редко.

Более широким развитием пользуются складки F_2 , которые отмечаются во всех трех структурных доменах, выделенных внутри пластины. Складки F_2 представлены асимметричными мелкими формами с правосторонним узором, размеры которых не превышают первых десятков метров. Параллельно шарнирам F_2 развита минеральная линейность L_2 , выраженная в ориентировке кварца, коричневой роговой обманки, агрегатных скоплений пироксена. Шарниры складок и минеральная линейность ориентированы субгоризонтально в направлении, перпендикулярном к линии транспорта пластины. По своему структурному положению линейность L_2 принадлежит к σ -линейности.

Длинные крылья складок F_2 субпараллельны плоскости подошвы пластины, а короткие крылья обнаруживают более крутые падения по отношению к положению плоскости подошвы пластины. Вдоль осевых плоскостей F_2 отмечаются зоны локальных надвигов, которые смещают антиформные части замков в область фронтальной части Вежетундровской пластины. Синформные зоны складок F_2 при этом располагаются ниже подошвы локальных надвигов. Обычно такие зоны насыщены гиперстен-кварц-плагиоклазовым материалом, причудливо затекающим в замковые части складок F_2 .

Распределение складок F_2 в пределах Вежетундровской пластины неоднородно, так же как и неоднородно развитие линейности даже в породах одного и того же состава. Складки F_2 сосредоточены главным образом во фронтальной зоне Вежетундровской пластины, менее интенсивно они проявлены в центральной части пластины, а в тыловой части — их количество минимально. Во фронтальной зоне пластины наблюдается буквально нагромождение структур F_2 мелкого и среднего масштаба, которые формируют здесь своеобразные зоны скупивания эндрбитового материала. В этой зоне закартирована крупная лежачая антиформная складка F_2 , ядро которой представляет собой зону нагромождения мелких складок F_2 , образующих типичные структуры "замок в замке". Среди этого обилия мелких складок, находящихся в сложных структурных соотношениях,

Рис. 48. Структурная схема Центральнокольской зоны

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — раннепротерозойская гранит-зеленокаменная область: 2 — двуслоядные граниты и гранитогнейсы, 3 — метабазалты; 4—7 — позднерехейские гранит-зеленокаменные системы: 4 — плагио и плагиомикроклиновые граниты и гранитогнейсы, 5 — габбро-перидотитовый массив Гремяха-Вырмес, 6 — габбро-анортозиты, 7 — осадочно-вулканогенные образования Оленегорского и Колмозеро-Вороньинского зеленокаменных поясов; 8—11 — высокометаморфизованная раннерехейская гранулитогнейсовая область: 8 — плагио и плагиомикроклиновые граниты, 9 — глиноземистые гнейсы кольской серии, 10 — амфиболиты, 11 — породы чарнокитовой серии; 12—20 — структурные элементы: 12 — границы надвиговых зон и тектонических покровов, 13 — зоны крутоориентированных сдвигов, 14 — зоны вторичного расланцевания в условиях диафореза амфиболитовой фации, 15—17 — ориентировка метаморфической полосчатости (15) — наклонная, 16 — вертикальная, 17 — вертикальная), 18, 19 — ориентировка зон вторичного расланцевания (18 — наклонная, 19 — вертикальная), 20 — границы структурных зон. 1—3 — номера зон. На врезке черным квадратом обозначено местоположение района работ

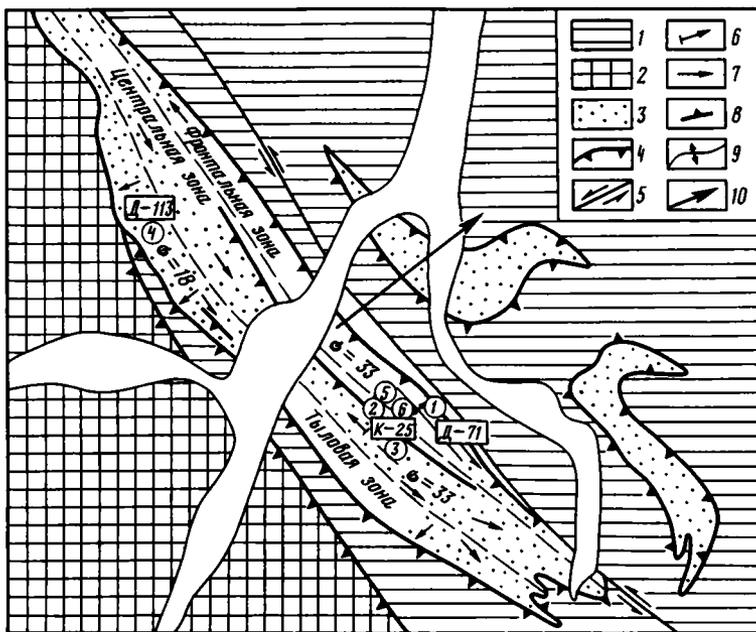


Рис. 49. Структурная схема Везетундровской тектонической пластины

1—3 — архейские образования: 1 — глиноземистые гнейсы кольской серии, 2 — осадочно-вулканогенные образования Оленегорского зеленокаменного пояса, 3 — породы чарнокитовой серии; 4—10 — структурные элементы: 4 — границы тектонических пластин, 5 — зоны сдвигов, 6 — ориентировка шарниров складок F_2 (углы падения 5—20°), 7 — ориентировка a - и σ -линейности кварца (углы падения a -линейности 20—40°, σ -линейности 5—10°), 8 — направление падения пластины (угол падения 40°), 9 — оси антиформы F_2^1 , 10 — направление перемещения Везетундровской пластины. Номера образцов, отобранных для микроструктурного анализа, расположены внутри прямоугольников. Цифры в кружочках соответствуют номерам образцов, по которым производился микроструктурный анализ, представленный на рис. 50

почти невозможно оценить, присутствуют ли здесь складки F_1 и складки F_2 или только складки F_2 , создающие ложную картину наложения двух складчатых систем за счет постоянного нагнетения твердопластичного материала во фронтальные области пластины. Кроме того, во фронтальной зоне пластины отмечается высокая концентрация продуктов частичного плавления эндербитов, которые представлены телами плагноклазитов и многочисленными жилами гиперстен-кварц-плагноклазового и кварц-плагноклазового материала.

В подошве пластины развита зона высокотемпературных бластомилонитов, которые охватывают как нижние горизонты Везетундровской пластины, так и верхние части нижележащей пластины, сложенной породами кольской серии. Присутствие в структуре мезостазы бластомилонитов высокопиропистых гранатов в ассоциации с высокотитанистым коричневым биотитом, буро-коричневой роговой обманкой, плагноклазом и кварцем свидетельствует о развитии этих тектонитов в условиях метаморфизма гранулитовой фации. В зоне бластомилонитов отмечается весьма совершенная предпочтительная ориентировка лентиккулярного кварца в субгоризонтальном направлении почти перпендикулярно к линии транспорта Везетундровской пластины или под углом 10—20° к ней.

Согласно теоретическим моделям надвиговых зон в породах, вовлеченных в надвигообразование, можно ожидать широкое развитие линейных текстур, ориентированных параллельно направлению тектонического транспорта. В пределах Везетундровской пластины наблюдается очень сложная картина в распределении

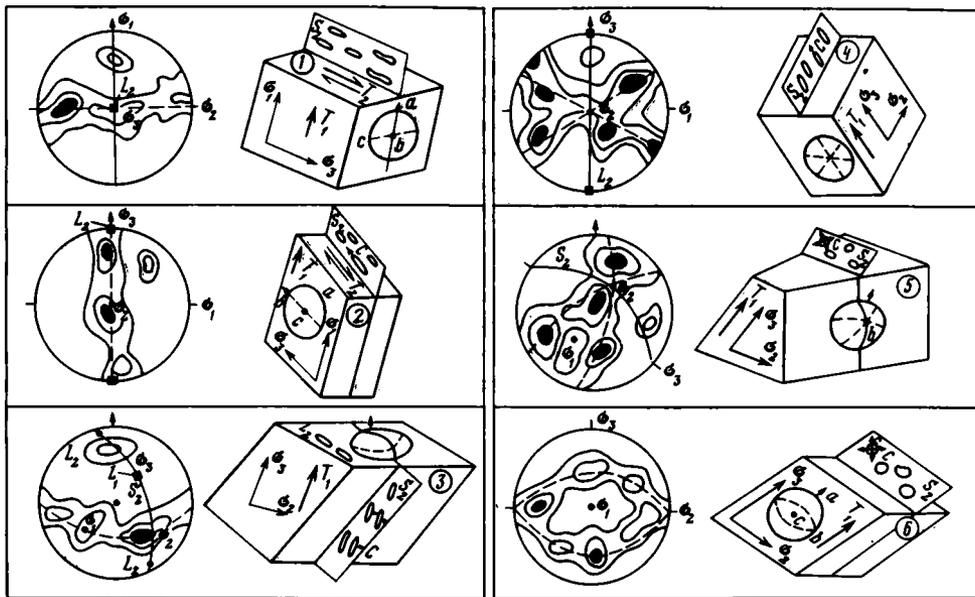


Рис. 50. Микроструктурный анализ c -осей кварца из эндербитов Вежетундровской пластины для образцов, расположенных во фронтальной (1, 5, 6), центральной (2, 3) и тыловой (4) зонах пластины

линейных ориентировок. В тыловой зоне проявлена a -линейность, ориентировка которой близко параллельна линии транспорта пластины, в то время как в подошве пластины развиты сильнодеформированные породы, превращенные в бластомилониты, с типичной " a "-линейностью, расположенной перпендикулярно к направлению перемещения пластины. Во фронтальной и центральной зонах, где широко проявлена складчатость F_2 , линейность по кварцу представлена e -типом, но распределение ее по площади крайне неоднородно. Существуют участки эндербитов, в которых зерна кварца имеют изометричную форму и на первый взгляд кажутся совсем недеформированными, хотя в этих же породах отмечается интенсивное развитие складок F_2 . Для выяснения природы этой неоднородности в развитии линейных ориентировок кварца нами был предпринят микроструктурный анализ кварца.

Вкрест простирания Вежетундровской пластины была отобрана серия ориентированных шлифов таким образом, чтобы охарактеризовать предпочтительные ориентировки кварца в зонах структурной неоднородности — фронтальной, центральной и тыловой. Результаты микроструктурного анализа сведены на рис. 50. Здесь мы даем наиболее характерные узоры c -осей кварца из эндербитов, которые образуют два типа петроструктурных узоров — большедуговые и перекрестные пояса. Большедуговые пояса относятся к "призматическому" типу ориентировок, которые, согласно экспериментальным данным [205], формируются путем внутрикристаллического скольжения по грани призмы в направлениях c или a в условиях высоких температур и медленных скоростей деформации. Узоры "призматического типа" были получены в образцах, отобранных из подошвы надвиговой пластины и из ее центральной части, где широко развиты зоны локального надвигообразования (рис. 50, 1—3). На рис. 50, 1, 2 показан характер предпочтительных ориентировок c -осей кварца в подошве надвиговой пластины. Здесь удлиненные зерна кварца создают типичную e -линейность, ориентированную параллельно простиранию надвиговой пластины, т.е. перпендикулярно к линии ее

транспорта. На диаграмме указаны рассчитанные нами положения осей σ_1 , σ_2 , σ_3 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), где ось максимального растяжения в образце (σ_3) ориентирована близко параллельно линейности и нормально к линии транспорта T_1 . Анализ петроструктурных узоров и использование моделирования изменения формы кристалла кварца при заданных системах скольжения [64] позволяют предположить, что здесь мы имеем случай призматического скольжения по системе $\{10\bar{1}0\} \langle a + c \rangle$. В этом случае направление трансляции $\langle a + c \rangle$ и удлинение кварца отражают растяжение материала в направлении, нормальном к линии транспорта пластины. Совсем иная ситуация выявлена в другом образце (рис. 50, 3) с "призматическим" узором c -осей, который характеризует структуру центральной части пластины. Здесь путем призматического скольжения в направлении $\langle a \rangle$ или $\langle c \rangle$ была создана типичная a -линейность, ориентированная параллельно направлению транспорта в тыловой зоне пластины. В центральной зоне пластины гораздо чаще наблюдалась σ -линейность. Единичный максимум на диаграмме (см. рис. 50, 3) соответствует положению c -осей крупных кристаллов кварца, создающих σ -линейность. На диаграмме они расположены под большим углом к σ_3 , отражающей растяжение материала в направлении транспорта пластины. На диаграммах большедуговых поясов, таким образом, запечатлены два типа ориентировок, соответствующие a - и σ -линейности. Узоры, отражающие ориентировку σ -линейности, здесь явно не полные, так как в исследованных шлифах преобладали зерна кварца, несущие информацию об ориентировках a -линейности.

Узоры перекрестных поясов получены в шлифах, отобранных из тыловой и центральной зоны пластины, там, где эндебиты не затронуты интенсивным чешуеобразованием. Согласно экспериментальным данным, эти узоры формируются в условиях реализации призматического и ромбоэдрического скольжения в условиях высоких температур и медленных скоростей деформации. В образце (рис. 50, 4) удлинение кварца совпадает с ориентировкой, рассчитанной σ_3 , в то время как в других образцах (рис. 50, 5, 6) кварц не обладал удлинением. Это объясняется тем, что в первом случае вклад призматического скольжения был более значительным, чем скольжение по плоскостям ромбоэдра. Во втором случае можно предполагать более активное скольжение по плоскостям ромбоэдра, которое не приводит к значительному удлинению зерен. Во всех трех образцах, характеризующихся узором "перекрестных поясов", ориентировка σ_3 оказывается параллельной направлению транспорта пластины T_1 .

Анализируя микроструктурные данные, можно сделать некоторые выводы. В пределах Везетундровской пластины запечатлены два этапа, свидетельствующие о течении материала в субгоризонтальном направлении, причем один из них, наиболее ранний, представлен структурами растяжения — a -линейностью — в направлении перемещения пластины. Наиболее позднее растяжение материала, запечатленное в ориентировках кварца, характеризующихся σ -линейностью, происходило в направлениях, перпендикулярных к линии транспорта пластины. Все это выявляет картину неоднородного пластического течения материала в ходе глубинного покровообразования, в результате которого на первых стадиях происходит течение в направлении перемещения пластины T_1 , а затем его повторное перераспределение в латеральных направлениях, вдоль протирания пластины T_2 . Как показывают полевые наблюдения, σ -линейность, отражающая вторичное латеральное растекание пластины, концентрируется главным образом во фронтальной зоне пластины, там, где происходит максимальное скупивание материала, в то время как для тыловой зоны пластины, где растяжение материала в направлении транспорта пластины максимально, широко развита a -линейность.

Все эти выводы имеют определенные методические следствия. Главным из них является то, что процесс глубинного надвигообразования контролируется неоднородным и разнонаправленным течением вещества, характеризующим разные

стадии перемещения пластины, и что ни предпочтительные ориентировки *c*-осей кварца, ни его форма не могут быть прямо скоррелированы с направлением течения материала. Наиболее объективно с линией растяжения или течения вещества в ходе надвигообразования может быть отождествлено лишь направление скольжения, а плоскость скольжения при этом будет занимать положение, параллельное плоскостям, по которым происходит перемещение пластины.

Тектонические покровы внутри гранулитогнейсовых областей, сходные по особенностям своего строения со структурами Центрально-кольской зоны, описаны в настоящее время во многих районах развития раннего докембрия. Они достаточно детально изучены в пределах Западной Гренландии, где проводилось геологическое картирование масштаба 1:100 000 [185].

Как известно, древнейшие толщи Западной Гренландии состоят из различных комплексов.

Комплекс Исуа сложен супракрустальными образованиями, представленными метаморфизованными основными и ультраосновными лавами, туфами, алевролитами, пелитами, известковистыми породами, железистыми кварцитами и конгломератами с гальками кислых вулканитов. Возраст этих пород по различным методам оценивается около 3750 млн лет. В целом набор пород напоминает породные ассоциации зеленокаменных поясов.

Комплекс гнейсов Амйтсок сложен кварцево-полевошпатово-биотитовыми породами, отвечающими по составу тоналитам и трондjemитам. Именно эти образования были выделены под названием "серых гнейсов". В них содержатся многочисленные включения пород, сходных с комплексом Исуа и выделяющихся в формацию Акилиа. Это обстоятельство заставляет предполагать, что породы комплекса Исуа древнее гнейсов Амйтсок, хотя радиологический возраст последних также около 3750 млн лет. Возможно, что эти два комплекса свидетельствуют о существовании латеральных неоднородностей раннеархейской коры.

Оба комплекса прорываются дайками Амералик, по составу отвечающим толеитам, часто метаморфизованным и превращенным в амфиболиты. Они подвержены двум этапам деформаций. Первый (D_1) из них отчетливо проявлен в породах комплекса Исуа и в гнейсах Амйтсок и его структуры сечется дайками Амералик. Второй (D_2) охватывает все три комплекса пород, включая и дайки Амералик. Эти древние деформации сравнительно плохо изучены, так как они сохранились в виде реликтов среди более поздних. Однако изучавшие структуру гнейсов Амйтсок в районе Буксефьорда геологи [185] отмечают, что здесь развиты изоклинные складки и покровы. Эти структуры выявляются также по мелким складкам, деформациям галек в конгломератах Исуа и др.

Более молодой комплекс Малене представлен амфиболитами с прослоями метасадочных пород (кварц-гранат-силлиманитовых, кварц-гранат-кордиеритовых сланцев). Амфиболиты образовались при метаморфизме толеитовых базальтов. С ними часто ассоциируют небольшие тела флогопитсодержащих ультраосновных пород. В основании комплекса Малене местами встречаются маломощные прослои фукситовых сланцев, которые рассматриваются как метаморфизованные коры выветривания. Возраст пород формации Малене от 3050 до 2800 млн лет [203].

Наиболее молодыми образованиями являются расслоенные анортозиты и габброиды, образующие пластовые и пластинообразные тела, особенно многочисленные в районе между Буксефьордом и фьордом Амералик. Гнейсы Амйтсок и породы комплекса Малене совместно смяты в крупные лежачие изоклинные складки, переходящие в покровы. Амплитуда этих покровов оценивается в несколько десятков километров. Здесь выделяется два этапа деформации — D_3 и D_4 [181, 182, 186].

Одновременно с образованием этих структур происходит внедрение известково-щелочной гранитоидной магмы (гнейсы Нук), образующей согласные со струк-

турами пластовые тела. Как установлено исследованиями изотопии свинца, подавляющая масса гнейсов Нук образована в результате плавления более древней континентальной коры [185, 229]. Возраст гнейсов Нук датирован от 3000 до 2800 млн лет. Лежачие изоклинальные складки и покровы были деформированы в относительно пологие анти- и синформные складки. Все это и создает очень сложную покровно-складчатую картину высокометаморфизованного древнего блока Западной Гренландии.

Формирование структур этого района происходило в обстановке неоднократного сжатия и надвигообразования относительно тонких пластин коры. В покровах нигде не выявлены блоки типично мантийных пород. Надвиги и лежачие изоклинальные складки формировались в условиях пластичного течения вещества горных пород. Амплитуды отдельных покровов, когда это удастся выявить, не велики и не превышают несколько десятков километров [181, 186].

Механизмы пластического течения и оценка параметров деформации в зонах глубинного покровообразования

В условиях высокотемпературных деформаций связанное пластическое течение горных пород может быть охарактеризовано с позиций пластичности составляющих его минеральных фаз. Поскольку не все минералы обладают одинаковой степенью пластичности в разных диапазонах температур, давлений и скоростей деформации, с известной степенью условности оценить механизмы пластического течения можно путем изучения тех минеральных фаз, которые преобладают в породе и пластические свойства которых вносят вклад в общее течение. В эндробитах, на примере которых мы рассматривали главные структурные парагенезисы, формирующиеся в ходе глубинного покровообразования, присутствуют, %: плагиоклаз 45—70, кварц 20—40, ортопироксен 1—18, клинопироксен 0—10, биотит 1—5 и амфибол 0—3. С точки зрения количественного преобладания пластические свойства плагиоклаза и кварца наиболее полно будут характеризовать стиль пластического течения древних коровых горизонтов. В качестве своеобразного маркера процессов пластического течения мы использовали кварц, пластические свойства которого сейчас наиболее широко изучены экспериментально.

Изучение микроструктуры кварца в оптическом микроскопе показало, что в эндробитах присутствуют две морфоструктурные генерации кварца. Кварц первой генерации представлен крупными зернами (0,5—1 см), характеризующимися различной степенью удлинения. В нем отмечаются типичные структуры полос излома и зоны хаотического волнистого погасания, свидетельствующие о деформации его кристаллической решетки. Для кварца первой генерации характерны также субзеренные структуры, свидетельствующие о незначительной динамической рекристаллизации. Кварц второй генерации представлен мелкими зернами (0,2—0,5 мм), свободными от деформаций, которые концентрируются по периферии крупных зерен первой генерации. Все эти признаки наряду с предпочтительными ориентировками c -осей указывают на деформацию этого минерала путем внутрикристаллической трансляции, которая сопровождалась незначительной динамической рекристаллизацией. Дополнительные данные были получены путем исследования протравленных образцов кварца под электронным микроскопом.

Поскольку в специальной работе [34] изложены детали подготовки образцов для исследования и рассмотрен характер дислокационных структур кварца, здесь мы лишь кратко суммируем основные результаты этих исследований. В крупных кристаллах кварца первой генерации в сечениях, близких к плоскости $\{10\bar{1}0\}$, были выявлены четкие ямки травления, характеризующиеся вытянутостью в трех кристаллографических направлениях a , c и $a + c$, что подтверждает выводы о формировании предпочтительных ориентировок кварца путем

призматического скольжения, которые были сделаны на основе микроструктурного анализа. Во всех препаратах были выявлены следы динамической рекристаллизации. Помимо призматических субзерен, ограниченных плоскостями рациональных индексов, в большом количестве встречаются субзерна, границы которых ориентированы в иррациональных кристаллографических направлениях. В местах скопления дислокаций отмечаются зародыши рекристаллизованных необласт, которые резориентированы по отношению к материнским зернам. Часто рекристаллизованные зерна располагаются на пересечении субзерен, которые формируют отдельные дислокационные слои или ленты.

Наиболее яркой особенностью образцов кварца из эндербитов является широкое развитие в нем структур, свидетельствующих о переползании дислокаций, в ходе которого формируются многочисленные дислокационные петли. Кроме того, высокая плотность свободных дислокаций, наличие субзерен, отделенных друг от друга дислокационными сетками, являются дополнительным доказательством того, что пластическая деформация кварца протекала в условиях высокотемпературной ползучести. Совокупность всех данных по дислокационному строению кварца свидетельствует о том, что образцы эндербитов испытывали твердопластическое течение в условиях установившейся ползучести, когда дислокационные процессы восстановления существенно преобладали над процессами динамической рекристаллизации.

Особый интерес представляют оценки параметров деформации в ходе глубинного покровообразования. В геологии широко бытует представление о том, что остаточные деформации, которые запечатлены в метаморфических породах, формируются в условиях высоких тектонических напряжений. Однако такие представления, которые довольно широко изобилуют в геологической литературе, находятся в полном противоречии с экспериментальными данными, которые указывают, что напряжения резко растут только до достижения точки "текучести" материала. Резкое воздымание кривой "напряжение—деформация" в этой точке сменяется ее пологим простирианием, которое указывает на то, что в процессе установившегося течения деформация растет, а напряжения при этом почти не увеличиваются.

Оценка величин палеонапряжений, скорости деформации и динамической вязкости были рассчитаны нами по хорошо известным в материаловедении уравнениям, в основу которых были положены характеристики плотностей свободных дислокаций и размеров субзерен, полученные нами с помощью электронной микроскопии: $\sigma = l\mu b/d^n$; $\sigma = k\mu b\rho^u$ и $\dot{\epsilon} = \sigma^v A_{\text{exp}}(-Q/RT)$; $\eta = \tau/\dot{\epsilon}$, где σ — напряжение ($\sigma_1 - \sigma_3$); d — размер субзерен; ρ — плотность свободных дислокаций; b — вектор Бюргерса; μ — модуль сдвига; $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации; Q — величина объемной диффузии; η — вязкость; l, k, v, u, A — константы, зависящие от свойств материала, скорости деформации и механизма деформации; R — газовая постоянная; T — температура. Для расчетов были использованы следующие значения констант: $k = 2$, $\mu = 3$, $\sigma = 3 \cdot 10^5$ бар, $u = 1/2$, $b = 5,16 \cdot 10^{-8}$ см, $l = 12$, $v = 3/2$ при $Q = 60$ или 90 ккал/моль. В табл. 3,а, б приведены значения параметров деформации, рассчитанные по трем образцам, отобранным в подошве пластины в ее фронтальной (обр. Д-71), центральной (обр. К-25) и тыловой (обр. Д-113) частях. Максимальные значения напряжений (рассчитанные по величине ρ) 330 бар характерны для фронтальной зоны пластины, в то время как в центральной зоне она составляет 233 и 180 бар — в тыловой зоне (табл. 3,а). Такой же порядок характерен для величин σ , рассчитанных по размерам субзерен, бар: 111 — во фронтальной, 95 — в центральной и 87 — в тыловой зонах (табл. 3,б).

Оценка скорости деформации указывает на очень медленное разноградиентное течение горных пород. Так же как и в случае распределения величин σ , скорости деформации неравнозначны в разных структурных доменах. В общем виде величины скоростей деформации соотносятся как 3:2:1 или 2,5:1,5:1 — во фронт-

Таблица 3. Параметры деформации архейских эндрбитов Кольского полуострова
а

Образец	ρ , см ⁻²	σ , бар	При $Q = 60$ ккал/моль		При $Q = 90$ ккал/моль	
			ϵ' , с ⁻¹	η , П	ϵ' , с ⁻¹	η , П
Д-71	10^8	330	$2 \cdot 10^{-12}$	$1,7 \cdot 10^{17}$	$2 \cdot 10^{-18}$	$1,7 \cdot 10^{23}$
К-25	$5 \cdot 10^7$	233	$5,6 \cdot 10^{-13}$	$4,1 \cdot 10^{18}$	$5,6 \cdot 10^{-19}$	$4,1 \cdot 10^{24}$
Д-113	$3 \cdot 10^7$	180	$2,5 \cdot 10^{-13}$	$7,2 \cdot 10^{18}$	$2,5 \cdot 10^{-19}$	$7,2 \cdot 10^{24}$

б

Образец	α , мкм	σ , бар	ϵ' , с ⁻¹	η , П	ϵ' , с ⁻¹	η , П
Д-71	18	111	$5,1 \cdot 10^{-14}$	$2,2 \cdot 10^{19}$	$5,1 \cdot 10^{-20}$	$2,2 \cdot 10^{25}$
К-25	21	95	$3 \cdot 10^{-14}$	$3,2 \cdot 10^{19}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$3,2 \cdot 10^{25}$
Д-113	23	87	$2,3 \cdot 10^{-14}$	$3,8 \cdot 10^{19}$	$2,3 \cdot 10^{-20}$	$3,8 \cdot 10^{25}$

тальной, центральной и тыловой зонах пластины соответственно. Порядок скоростей деформации 10^{-12} — 10^{-14} и 10^{-18} — 10^{-20} с⁻¹ для величины $Q = 60$ и 90 ккал/моль соответственно.

Оценка вязкости также обнаруживает вариации в различных зонах пластины: минимальные значения характерны для фронтальной зоны пластины, максимальные — для центральной и тыловой зон. Порядок величины $\eta = 10^{17}$ — 10^{19} П (при $Q = 60$ ккал/моль) и $\eta = 10^{23}$ — 10^{25} П (при $Q = 90$ ккал/моль).

В целом анализ параметров деформации, рассчитанный по дислокационным структурам кварца, показывает, что в зонах глубинного покровообразования, где деформация пород протекает в условиях высокотемпературной ползучести, напряжения не были большими — они не превышали нескольких десятков — первых сотен бар. Но даже при таких небольших напряжениях в породах развивались большие деформации, которые контролировались высокой степенью разогрева протоконтинентальной коры на ранних стадиях ее развития. Перемещение "горячих" коровых пластин происходило в режиме горизонтального разноградиентного медленного сдвигового течения, вследствие которого формировалась крупномасштабная тектоническая расслоенность нижних горизонтов коры. Как результат разноградиентного течения, неоднородной динамической вязкости в ходе глубинного покровообразования возникла широкая гамма латеральных структурно-текстурных неоднородностей, которая отчетливо выявляется даже в пределах одной тектонической пластины. Поскольку движение глубинных коровых пластин не бесконечно, одной из важных проблем в связи с этим выступает размещение и перераспределение корового вещества в местах его максимального сучивания.

Структурные парагенезисы зон сучивания

На структурной схеме (см. рис. 48) в центральной части крупного сегмента, представленного высокометаморфизованными образованиями раннего архея, нами выделена зона 2, структура которой резко отличается от таковой в зонах 1 и 3, непосредственно прилегающих к зеленокаменным поясам, которые ограничивают этот синклинальный сегмент на юго-западе и северо-востоке. Зона 2 сложена теми же породами чарнокитовой и кольской серий, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. В этой зоне дивергентное расположение покровно-чешуйчатых структур, которые в зоне 1 погружаются на юго-запад, а в зоне 3 — на северо-восток, сменяется складчатым поясом, ориентированным в северо-западном направлении. В строении этого пояса принимают участие средне- и мелкомас-

штабные складки нескольких генераций с крутоориентированными осевыми плоскостями. Шарниры ранних складок, которые мы сопоставляем со складками F_1 и F_2 , широко развитыми в зоне развития покровов, находятся в повторно деформированном положении. Все элементы структурных парагенезисов этих складок подчинены элементам строения крутоориентированных более поздних складок F_3 , которые выявляются при площадном картировании. Для складок F_3 характерны крутоориентированные шарниры и субвертикальные осевые плоскости, вдоль которых развито большое количество жил и отдельных тел плагио- и плагиомикроклиновых гранитов. В центральной части этого складчатого пояса развита крупная Волшепахкская кольцевая структура, которая, по данным И.К. Кацура, является структурой вращения — F_4 , сформированной в условиях метаморфизма гранулитовой фации. На западе и востоке границы кольцевой структуры осложнены двумя магистральными крутоориентированными разломами северо-западного и северо-восточного простирания, которые приводят к хрупкому разрушению метаморфических пород с образованием катаклазитов и тектонических брекчий.

Переходная зона от покровно-чешуйчатых структур к крутоориентированному складчатому поясу характеризуется постепенной сменой углов падения плоскостных элементов — метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости, тектонических границ между комплексом пород чарнокитовой и кольской серий. Там, где это позволяет наблюдать обнаженность, зоны покровно-чешуйчатых структур отделяются от складчатого пояса зоной крутоориентированных пластических сдвигов северо-западного простирания, к которым также приурочено обилие мелких жил и крупных тел плагио- и плагиомикроклиновых гранитов. В более позднюю эпоху структурообразования вдоль этих пластических сдвигов были развиты бластомилониты амфиболитовой фации, которые сформировали узкие линзовидные тела двуслюдяных динамосланцев, наложенных на породы чарнокитовой и кольской серий и на насыщающие их граниты.

Структурная позиция зоны 2 позволяет нам предположить, что этот складчатый пояс является своеобразной тектонической зоной, где происходит внутрикоровое перераспределение материала, двигавшегося во встречных направлениях от областей зеленокаменных поясов в осевую часть высокометаморфизованного блока ("микроконтинента"), сложенного породами раннеархейского основания. Таким образом, структура высокометаморфизованных регионов обнаруживает крупномасштабную латеральную зональность, которая была сформирована в процессе единого тектонометаморфического цикла. Природу этой зональности можно понять, рассмотрев взаимодействие гранит-зеленокаменных областей с высокометаморфизованными областями во времени и пространстве.

Структура гранит-зеленокаменных областей

Структура гранит-зеленокаменных областей в настоящее время хорошо изучена во многих регионах мира. Наиболее классическим в этом отношении является зеленокаменный пояс Барбертон (Южная Африка), структура которого является результатом полифазной архейской тектоники, проходившей в режиме провозобразования [252]. В этом поясе выделено две фазы надвигообразования — D_1 и D_2 , в течение которых произошло субгоризонтальное тектоническое расслоение и "перетасовка" первоначально стратифицированных супракрустальных комплексов. Внутренняя структура тектонических покровов повторно деформирована в течение более поздних деформаций этапа D_3 и D_4 . В общем виде в структуре пояса Барбертон запечатлено два крупных тектонических эпизода, ранний из которых свидетельствует о горизонтальных тектонических движениях (D_1 – D_2), а поздний выражен в формировании субвертикальной складчатости (D_3 – D_4).

Другой тип структурного развития зеленокаменных поясов можно проследить на Большезерско-Хедозерской структуре Карельской гранит-зеленокаменной области

[92], где на ранних этапах формируется крутоориентированная сланцеватость, деформированная в резко асимметричные крутошарнирные складки, характерные для областей вертикального течения материала. Второй тектонический эпизод приводит к формированию гранитогнейсовых куполов, заполняющих межтрово́вые пространства, которое приводит к появлению в троговых комплексах краевой структурно-метаморфической зональности [92]. В процессе структурно-метаморфической переработки, связанной с гранитогнейсовыми куполами, зеленокаменные пояса приобретают резко асимметричное строение. Возможно, что аналогичные деформации существовали и в поясе Барбертон, но позднее они оказались затушеваны более поздними структурами.

Согласно концепции В.С. Федоровского [157], структуры гранитогнейсовых куполов и зеленокаменных поясов выступают в качестве единого тектонического парагенезиса, причем формирование гранитогнейсовых куполов, обрамляющих пояса, оказывается возможным при наличии водосодержащих осадков (шельфовый комплекс), перекрывающих породы сиалического основания, на котором происходит заложение зеленокаменных прогибов.

Подобные структуры зеленокаменных поясов известны и на Кольском полуострове. Это Оленегорский зеленокаменный пояс, расположенный в юго-западном обрамлении Центральнокольской зоны, и зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, отделяющий высокометаморфизованные породы Центральнокольской зоны от Мурманского блока. Эти два зеленокаменных пояса рассматриваются нами как позднеархейские троговые структуры, образовавшиеся в результате растяжения раннеархейского тоналитового фундамента, представленного сейчас породами чарнокитового комплекса, ассоциирующих с глиноземистыми гнейсами кольской серии.

Оленегорский зеленокаменный пояс представляет собой крупный трог, заполненный главным образом осадочно-вулканогенными образованиями, где преобладают средние и кислые вулканиты, которые насыщены небольшими телами габброидов, габбро-перидотитов и крупным телом габбро-анортозитов Монче-Волчьих-Чуна-тундр. Этот пояс представлял собой широкий прогиб, выполненный терригенно-вулканогенным материалом, что свидетельствует о его неглубоком заложении. Ширина этого пояса 40 км, длина более 150 км. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья характеризуется более глубоким заложением: в его разрезе присутствуют коматииты, базальты, дациты и терригенно-сланцевые образования с полимиктовыми базальными конгломератами. Максимальная ширина этого пояса в современном срезе не выше 10—15 км при длине около 150 км.

Структурный стиль развития Оленегорского зеленокаменного пояса во многом напоминает тектоническую историю Барбертонского пояса. Здесь установлена ранняя фаза D_1 синметаморфического покровообразования (первый структурно-метаморфический эпизод) в условиях метаморфизма амфиболитовой фации, которая сопровождалась формированием мелких и средних асимметричных лежачих складок, осевые поверхности которых параллельны границам надвигов, а шарниры характеризуются субгоризонтальными ориентировками и расположены параллельно границам надвигов. На карте района оз. Верхнее Волчье хорошо видны субгоризонтальные залегания отдельных надвиговых пластин и более мелких чешуй (рис. 51).

Второй структурно-метаморфический эпизод проявлен в развитии гранитогнейсовых куполов, которые широко развиты лишь в юго-западном борту Оленегорского зеленокаменного пояса.

Третий структурно-метаморфический эпизод выражен в развитии прямых складок среднего масштаба с разной степенью сжатия, осевые поверхности которых характеризуются субвертикальной ориентировкой. Вдоль осевых поверхностей таких складок развиты зоны крутоориентированных сдвигов и локальные зоны крутоориентированной сланцеватости, минеральные парагенезисы которой сви-

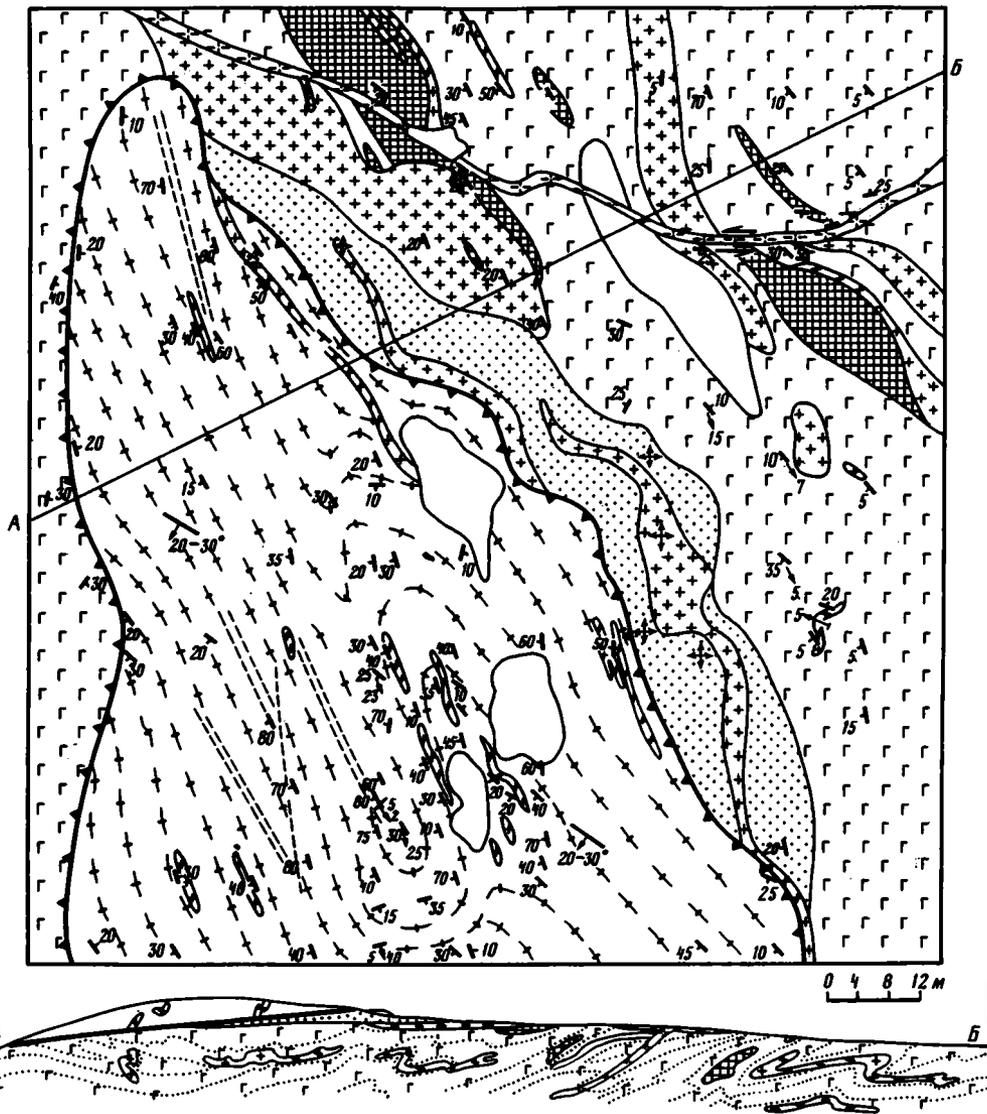


Рис. 51. Детальная структурная карта района оз. Верхнее Волжье (Кольский полуостров)
 1 — четвертичные отложения; 2 — гранат-биотитовые гнейсы; 3 — железистые кварциты; 4 — биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 5 — меланократовые амфиболиты; 6 — плагиограниты, плагиомиоклиновые граниты; 7 — аплитовидные микроклиновые граниты; 8—14 — структурные линии: 8 — зона надвигов, 9 — ориентировка зон надвигов (угол падения 20—30°), 10 — субгоризонтально ориентированная сланцеватость, 11 — наклонно ориентированная сланцеватость, 12 — зоны вертикального рассланцевания (S₁), 13 — геологические границы, 14 — ориентировка сдвигов

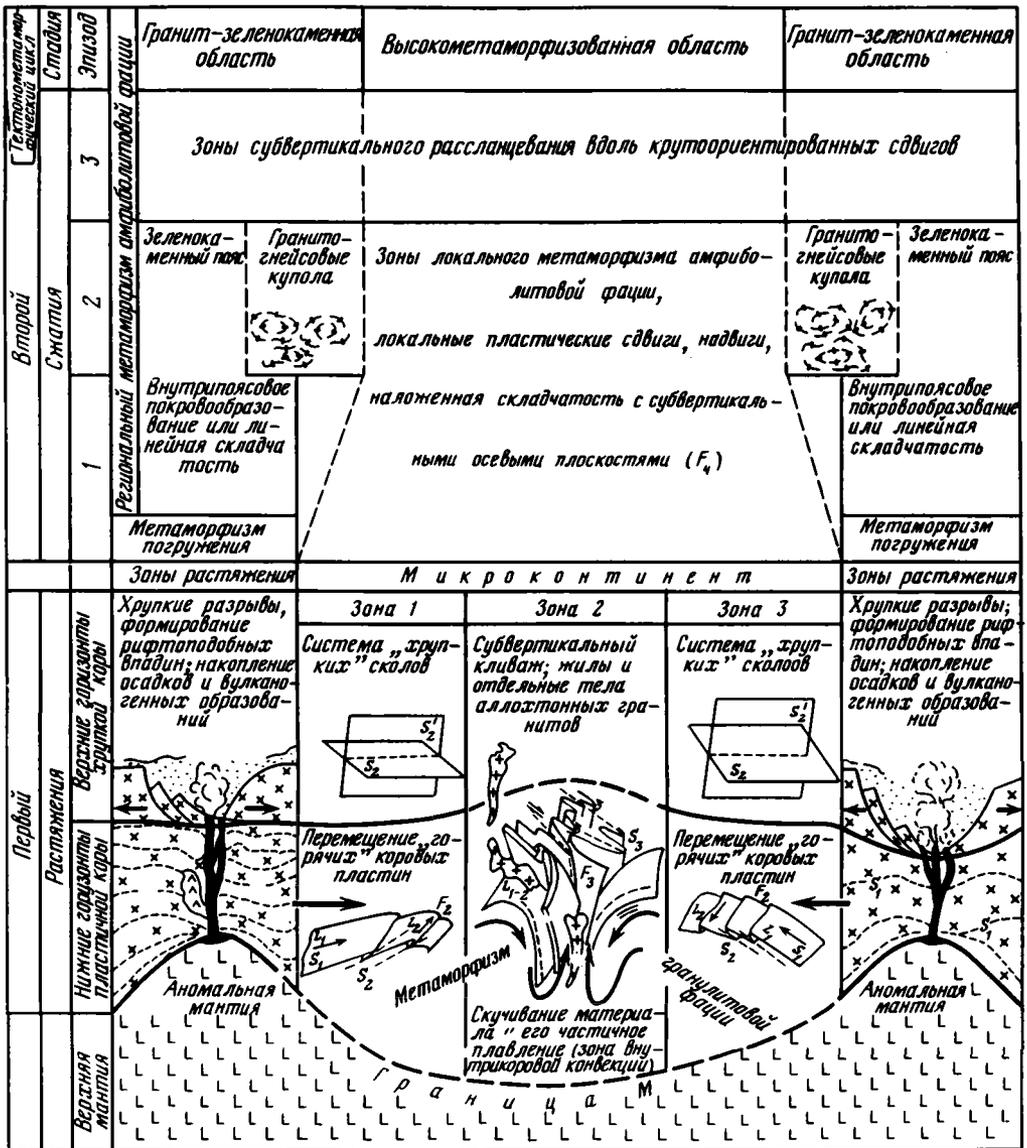
детельствуют о происхождении их в режиме эпидот-амфиболитовой фации (см. рис. 51). Эти структуры наложены не только на внутривосточные породы, но и на гранитогнейсовые купола, развитые в юго-западном обрамлении Оленегорского пояса, и на тектонические пластины комплекса раннеархейского основания, которые сосредоточены в северо-восточном обрамлении пояса.

В структуре Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса широким развитием пользуются прямые складки с субгоризонтальными шарнирами, формирующие зону линейных структур, вытянутых субпараллельно границам пояса. Конфигурация пояса искажена воздействием гранитогнейсовых куполов, которые широко развиты по его периферии. На границах куполов и пород, выполняющих Колмозеро-Вороньинский зеленокаменный пояс, развита интенсивная сланцеватость амфиболитовой фации, которая плавно повторяет очертания гранитогнейсовых куполов. В эпоху более позднего тектогенеза структура этого пояса была подвержена интенсивному рассланцеванию, сопровождавшемуся формированием площадной крутоориентированной кристаллизационной сланцеватости, отвечающей метаморфизму амфиболитовой фации, которая в ряде мест деформирована крутоориентированными резко асимметричными складками с крутоориентированными шарнирами и осевыми плоскостями. Здесь в Колмозеро-Вороньинском поясе наиболее контрастным элементом структуры является его вертикальная расслоенность, которая сближает его по стилю структуры с Большезерско-Хедозерским зеленокаменным поясом Карелии. Однако эта особенность в Большезерско-Хедозерском поясе Карелии выступает как элемент раннего тектонометаморфического цикла, а в Колмозеро-Вороньинском — знаменует поздний эпизод структурообразования, связанный с зоной Главного Мурманского сдвига.

Суммируя все данные, можно выделить четыре главных типа структурообразования в пределах гранит-зеленокаменных систем: 1) заложение поясов с растяжением протометаморфического слоя; 2) раннее покровообразование или линейная складчатость; 3) куполообразование на границах зеленокаменных поясов с обрамляющими их породами основания; 4) субвертикальное рассланцевание, сопровождающееся крутоориентированными асимметричными складками фрагментарного развития. Приведенная классификация может быть пополнена и детализирована, однако общий полифазный стиль структурообразования в гранит-зеленокаменных областях очевиден уже сейчас (рис. 52).

Рассмотренные материалы по изучению структуры метаморфических комплексов свидетельствуют о полифазной гетерогенной тектонической расслоенности раннедокембрийской коры, главным выражением которой является латеральная структурная зональность, возникшая в результате тектонического взаимодействия крупных неоднородностей высокометаморфизованных гранулитогнейсовых областей и гранит-зеленокаменных систем. По-видимому, во взаимодействии этих крупных тектонических неоднородностей древней земной коры и кроется природа гетерогенной тектонической расслоенности субгоризонтального и субвертикального плана, чередующаяся с элементами ее скупивания и локального вздымания в виде куполов, которая и определяет геодинамику раннего докембрия.

Многочисленные расколы протоконтинентальной коры в условиях режима растяжения приводят к высокой подвижности нижних разогретых горизонтов тоналитового слоя внутри микроконтинентов и в корневых зонах палеорифтов. Вследствие этого тоналитовое вещество вынуждено перемещаться по латерали от рифтовых зон во внутренние области микроконтинентов. Эти перемещения осуществляются в режиме горизонтального тектогенеза, который, как показано сейчас большим числом структурных работ [84, 181, 252, 254], является главенствующим в раннедокембрийское время. В результате этого формируются глубинные покровы, которые определяют основной структурный стиль многих областей глубокого докембрия. Перемещение покровов происходит, как мы показали, в режиме установившейся высокотемпературной ползучести, которая контроли-



напряжения, в режиме которых происходило твердопластическое течение корового материала, оцениваются сравнительно небольшими величинами, порядка первых десятков—сотен бар.

При всей кажущейся хаотичности в пространственном расположении мелко-масштабных докембрийских структур, величины палеонапряжений и связанные с ними параметры скорости деформации и вязкости материала укладываются в закономерные парагенезисы, отвечающие зонам растяжения, сжатия и скупивания корового материала.

Таким образом, уже в ходе раннего тектонометаморфического цикла (рис. 52) в режиме субгоризонтального тектогенеза в высокометаморфизованных областях формируется латеральная структурная зональность, приводящая к неоднородной тектонической расслоенности древней тоналитовой коры.

Формирование синметаморфических структур в гранит-зеленокаменных областях относится ко второму тектонометаморфическому циклу. Оно несомненно проходит в режиме сжатия трогов, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями, которое сопровождается метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Этот метаморфизм оказывается наложенным на уже деформированные в ходе первого тектонометаморфического цикла породы комплекса основания. Точнее можно сказать, что именно в стадию закрытия этих палеорифтов и происходит формирование собственно гранит-зеленокаменных областей, так как по периферии поясов, там, где присутствовали отложения древнего шельфа, формируются гранитогнейсовые купола, приводящие иногда к полной переработке комплекса основания. Внутренняя структура зеленокаменных поясов при этом подвергается синметаморфическим деформациям, которые протекают в режиме надвигообразования и в режиме крутоориентированных сдвигов. В породах комплекса основания внутри микроконтинентов формируется новый структурный парагенезис, сопровождающийся диафторезом амфиболитовой фации, который с разной степенью интенсивности трансформирует ранний структурный ансамбль. Изучение таких полифазных структурных ансамблей методами структурной геологии требует тщательного анализа разномасштабных деформаций особенно по латерали и выявления их возрастных соотношений в разных зонах и структурных доменах. Только в этом случае мы сможем оценить геодинамическую картину развития сложно построенных ансамблей докембрия.

АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Неотектонический аспект для изучения расслоенности литосферы представляется весьма выигрышным по сравнению с анализом более древних структур. Во-первых, мы исследуем картину непрерывного пространственного распространения заведомо разновозрастных структур, не затусшеванных последующими преобразованиями. Во-вторых, региональные геофизические аномалии также характеризуют чаще всего и прежде всего современные структуры и состояние глубинных слоев литосферы. В-третьих, в комплекс исследований входят структурно-геоморфологические и сейсмические данные, которые являются весьма точными характеристиками исключительно молодых глубинных тектонических процессов.

Используя в исследовании неотектоники методы структурно-геологического и структурно-геоморфологического анализов, необходимо исходить из положения, что доступная непосредственному изучению структура земной поверхности представляет собой результат сложения не только разновозрастных, но и разноглубинных структур. Следовательно, не только геофизические, сейсмические, геохимические и петрологические данные, но и сама земная поверхность содержит информацию о весьма глубинных структурах и процессах.

В практике структурно-тектонических интерпретаций геофизические данные

прежде всего "привязываются" к известным особенностям приповерхностной структуры. Например, это происходит нередко при объяснении и прогнозе землетрясений, причины которых в подавляющем большинстве случаев находятся в глубоких слоях коры и верхней мантии.

Вместе с тем имеется много данных, не соответствующих приповерхностным моделям, все больше мы узнаем о явных вещественно-структурных и динамических несогласиях между приповерхностными и глубинными слоями литосферы. Анализ разнообразных геолого-геофизических, структурно-геоморфологических, геохимических и других данных о формах и закономерностях проявления новейшей тектоники показывает, что практически повсеместно имеется как бы два или более структурных плана. Одному из них подчинена большая часть развитых на земной поверхности и доступных непосредственному наблюдению и картированию (в общем достаточно очевидных) форм, образующих определенный парагенетический комплекс. Назовем этот план приповерхностным.

Другой план (или планы) включает тектонические элементы, которые в общем оказываются как бы аномальными по отношению к первому, проявлены прерывисто и не всегда в достаточно очевидных формах. При наземном картировании, особенно крупномасштабном, такие элементы структуры чаще всего остаются либо вовсе незамеченными, либо отнесенными к приповерхностному плану с соответствующими интерпретациями, которые могут, таким образом, оказаться неверными. Сопоставление таких аномальных элементов с геофизическими (особенно сейсмическими) и геохимическими материалами разных масштабов и уровней осреднения показывает, что они проявляют на земной поверхности активную структуру глубоких слоев земной коры и верхней мантии. Назовем этот план глубинным.

Одной из частых особенностей глубинного плана неотектонической структуры литосферы является несогласие (дискордантность) его в целом или отдельных его элементов по отношению к неотектонической структуре приповерхностных слоев коры. Установление именно такого рода элементов структуры позволило уже достаточно давно выделить так называемые поперечные структуры и говорить об "анти Тянь-шаньских", "антикавказских", "антиуральских" и т.п. секущих направлениях. Однако важно подчеркнуть, что несогласие не следует ограничивать только различием простираний структурных направлений. Может быть, принципиально более важное значение (особенно с точки зрения проблемы, которой посвящена эта книга) имеют несоответствия приповерхностных и глубинных структур по форме и (или) активности развития этих направлений.

Установление фактов одновременного развития в разных слоях литосферы разноглубинных или разнонаправленных деформаций или различной их интенсивности (скорости) в смежных слоях литосферы, иначе говоря, различий тектонических процессов в разных слоях литосферы, заставляет предполагать, что между такими дисгармонично развивающимися слоями должны возникать некоторые зоны повышенных напряжений и компенсационных срывов, т.е. тектоническая расслоенность. Главным методом установления такого явления может быть рекомендован сравнительный анализ неотектонических структур разноглубинных слоев литосферы. Для этого используются довольно разнообразные данные, которые с большей или меньшей точностью и достоверностью характеризуют активные структуры разной глубины заложения: геолого-геоморфологические, геофизические, сейсмические, геохимические, геодезические, космические. Последние в определенной мере отражают все предыдущие (на этом основаны принципы космической геологии [23, 61]), поэтому в данном разделе мы уделяем анализу данных космических съемок Земли особое внимание. Тем более, что мы видим в их применении для решения рассматриваемой проблемы высокую эффективность.

При изучении, интерпретации глубинных структур рекомендуется пользоваться нижеприведенной схемой их классификации (табл. 4).

Таблица 4. Классификация глубинных структур

Первичные	Генезис исходных глубинных форм или процессов	Деформационные	Упругие деформации Пластические деформации Разрывные деформации
		Магматогенные	Местное плавление Внедренные расплава
		Метаморфогенные	
	Глубина нахождения и объем (охват) глубинных форм	Скрытые, локализованные: в некотором одном глубинном слое	Нижнемантийные Подастеносферные Астеносферные Надастеносферные Нижнекоровые Верхнекоровые и т.п.
		в нескольких глубинных слоях	Верхнемантийные Верхнемантийно-нижнекоровые и т.п.
		Сквозные, охватывающие непосредственно верхние слои коры и ее поверхность	С корнями: в мантии, в нижней части коры, в верхней части коры и т.п.
	Время активного развития глубинных форм или процессов	Современные	Новообразованные или возрожденные
		Неотектонические	
		Древние	
Форма и степень проявления в приповерхностной зоне земной коры	Прямая	Структурно-геологическая и (или) ландшафтно-геоморфологическая	
	Косвенная (опосредованная)		
	Без очевидных признаков		
Вторичные	Механизм трансляции и генезис форм проявления на земной поверхности	Механические	Упругие Пластические Разрывные
		Вещественно-геохимические	Магматические Гидротермальные, гидрогеотермальные
		Геофизические	Гравитационные Магнитные Тепловые

Обратимся к рассмотрению конкретного материала и методов его использования, которые позволяют изучать тектоническую расслоенность литосферы, связанную с неотектоническим этапом ее эволюции.

ТЯНЬ-ШАНЬ

Активные неотектонические движения, которые отчетливо проявились на территории Средней Азии начиная с олигоцена и привели к созданию здесь грандиозных горных сооружений, охватили ранее сформированный и выровненный континентальный массив с мощной корой. Этот массив характеризовался значительной латеральной и вертикальной вещественной и структурной неоднородностью.

В оценке глубинной составляющей новейшего и современного тектогенеза мы исходили в первую очередь из закономерностей регионального положения и

развития геологических и геоморфологических элементов приповерхностных структур, доступных прямому наблюдению, изучению и картированию. Специальный их анализ привел к определенному мнению о генеральных чертах плана активных тектонических структур, тенденциях его развития и морфологии его элементов, которые в целом свидетельствуют об их формировании в условиях субмеридионального сжатия [78]. Эти условия хорошо согласуются с широко распространенным теперь представлением о сближении и коллизии Евразийской и Индийской литосферных плит.

Кроме того, установлены достаточно строгая система разнопорядковых и разной глубины заложения складчатых и разрывных элементов активной тектонической структуры и их пространственно-генетические соотношения и взаимодействия [26, 78, 80]. Основой плана современной активной структуры Тянь-Шаня являются складки основания, которые образуют весьма протяженные зоны поднятий и зоны прогибов, вытянутые вдоль горного сооружения. Эти зоны являются в основном верхнекоровыми образованиями, охватывая "гранитно-метаморфический" и более высокие слои. Они (зоны) развиваются на фоне изгибов коры более крупного масштаба, которые мы выделяем как системы поднятий и системы прогибов. Примерами первых являются Чаткало-Кураминская или Зайлийско-Кунгейская горные системы, ко вторым относятся межгорные и предгорные впадины Тянь-Шаня. Структуры этого порядка охватывают уже всю кору, зеркально отражаясь в рельефе кровли мантии.

Резкая дисгармония рельефа верхнекоровых слоев относительно нижнекоровых и верхнемантийных реализуется в основном за счет значительных изменений мощности и, следует предполагать, каких-то других характеристик "базальтового" слоя. Хотя в некоторых районах подобное явление может происходить на других уровнях, а кровля и подошва "базальтового" слоя в общем конформны. Например, в зоне сопряжения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией такое несогласие реализуется в нижней части "гранитного" слоя, где установлен горизонт с аномальным снижением плотности (и скоростей прохождения сейсмических волн) и предполагается разупрочнение среды и частичное плавление [149].

Но более важные (с точки зрения рассматриваемой проблемы) результаты получаются при изучении природы региональных секущих, или, как их чаще называют, поперечных зон активных тектонических деформаций. По ряду косвенных геолого-геоморфологических признаков они выделялись исследователями Памира, Тянь-Шаня и всей Высокой Азии уже достаточно давно. Критерии выделения, содержание и понимание этих зон у разных исследователей не всегда совпадали: одними картировались, например, оси поперечных поднятий, другими — оси поперечных прогибаний, третьими — флексурно-разрывные зоны, некоторые допускали смешанное их понимание, и т.д. Неоднозначная и, порою, противоречивая картина и пространственное несоответствие секущих зон, указанных разными авторами, являются причиной скептического к ним отношения со стороны ряда исследователей. Это, по всей вероятности, закономерно и связано не с отсутствием самого явления, а с отсутствием единой методологии и методики выделения, картирования и изучения таких образований. Их существование было хорошо подкреплено в последние годы космическими изображениями, на которых эти зоны (по крайней мере многие из них) проявлены в виде так называемых линеаментов или линеаментных зон [26, 61, 78, 80].

Секущие региональные элементы неотектонической структуры Средней Азии представляют некоторые зоны флексурно-разрывного характера, отличающиеся довольно значительной шириной и малыми градиентами деформаций и других изменений земной поверхности. Именно по этому они остаются незамеченными при наземных наблюдениях, а некоторые локальные особенности не получали и не получают должной региональной привязки и генетического объяснения.

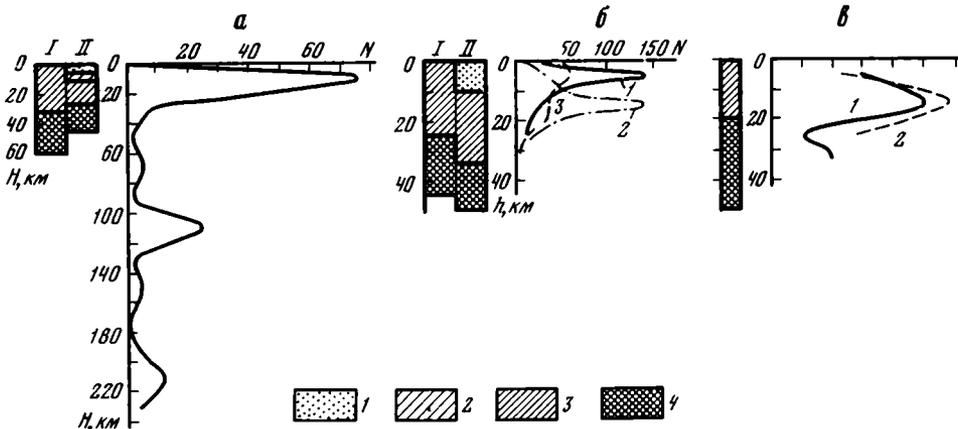


Рис. 53. Графики изменения плотности очагов землетрясений с глубиной на территории Памиро-Тянь-Шаньской области по: [149]

1 — осадочный слой; 2 — складчатый комплекс; 3 — "гранитный" слой; 4 — "базальтовый" слой. Кривые изменения количества очагов землетрясений, нормированных по площади (N): а — Северный Памир (I) и Таджикская депрессия (II); б — Западный Тянь-Шань: I — Фергано-Чаткальский блок (3), II — Ферганская впадина (1 — северная часть, 2 — южная часть); в — Северный Тянь-Шань (землетрясения: 1 — слабые, 2 — сильные)

Всесторонний анализ и сравнение между собой зон и систем молодых складок основания и сопряженных с ними разрывов, которые составляют основу приповерхностного структурного плана, и оценка отношения к ним и к друг другу секущих и на первый взгляд аномальных структурных элементов приводят к убеждению, что во многих случаях эти "аномалии" являются поверхностным выражением структур скрытого типа, более активно развивающихся в глубинах земных недр. Оснований для такого убеждения вполне достаточно. Во-первых, это транзитный, трансзональный и трансорогенный характер этих образований. Подобно известной зоне Таласо-Ферганского разлома (активной глубинной структуре открытого типа), они вызывают одновременную и в общем однотипную деформацию либо всего горного сооружения, либо отдельных его крупных систем. В ряде мест Северное и Центральное Тянь-Шаня с такими зонами, вероятно, было связано внедрение глубинных пород (щелочных базальтов) накануне неотектонической активизации. Гидротермальная деятельность во многих местах продолжается до сих пор.

Некоторые из рассматриваемых зон проявлены крупными региональными аномалиями поля силы тяжести, гравитационными ступенями, аномалиями магнитного поля, которые отражают глубинные неоднородности коры и верхней мантии. Многие из этих зон хорошо проявляют свою современную активность повышенной сейсмичностью [149]. Очаги землетрясений указывают на большие глубины деформаций, происходящих в пределах этих зон. По имеющимся определениям, они относятся преимущественно к нижней части "гранитного" слоя и к области раздела между ним и "базальтовым" слоем. Хотя в каждом конкретном случае имеются свои особенности вертикального распределения очагов землетрясений, которые отражают более сложную картину концентрации глубинных деформаций в разрезе литосферы (рис. 53).

Комплексный анализ имеющихся геолого-геоморфологических, геофизических и сейсмических данных позволяет сделать два важных вывода.

1. Развиваясь в едином поле общего субмеридионального сжатия и отражая его, современные деформации осуществляются на разных глубинах литосферы по различным преимущественным направлениям, в разных формах и с разной актив-

ностью. Например, по скрытым зонам глубинных деформаций северо-западного простирания в Северном и Центральном Тянь-Шане происходят праводвиговые смещения, тогда как верхнекоровые слои здесь же испытывают в основном продольное смятие и коробление с образованием субширотных складок основания и разрывов взбросо-надвигового типа.

Такая дисгармония приводит к концентрации напряжений и компенсационным срывам или другим преобразованиям вдоль некоторых более или менее протяженных субгоризонтальных зон, т.е. к тектонической расчлененности литосферы. Какие на этот счет имеются указания? Прежде всего это увеличение сейсмичности, плотности очагов землетрясений на некоторых уровнях литосферы или изменение сейсмической активности и других характеристик сейсмичности при переходе от одного слоя коры в другой. Такие выводы высказывались в свое время Е.А. Розовой и С.Д. Макаровой, а в последние годы хорошо подтверждены специальными исследованиями Ю.К. Шукина [149] (см. рис. 53).

Кроме того, геофизическими исследованиями в разрезе коры Тянь-Шаня обнаружены более или менее мощные слои с инверсией (падением) скорости прохождения сейсмических волн, называемые волноводами. Сведения о них приведены, например, в специальной сводке Г.В. Краснопецовой [63]. Представляется, что по крайней мере некоторые из таких волноводов могут быть связаны с дроблением и тектоническим разупрочнением среды. Важно при этом подчеркнуть, что количество таких волноводов, их мощность, глубина нахождения и протяженность в пределах анализируемой области не остаются постоянными, находясь, очевидно, в зависимости от конкретных вещественных и структурных особенностей среды, от положения того или иного участка в общей структуре области, а также от уровня латерального взаимодействия блоков литосферы.

2. Активность проявления скрытых глубинных структур, а также степень и форма их проявления в приповерхностных слоях коры по простиранию этих структур не остаются постоянными, они изменчивы. По этой причине многие из них на поверхности представляются в виде некоторых прерывистых зон первичных и вторичных деформаций и вещественных изменений, возможность генетического единства которых не всегда допускается и не всегда анализируется. Слагаясь с более ярко, но также неравномерно проявленными элементами приповерхностной активной структуры, они предопределяют весьма характерный перекрестный рисунок современного структурного плана литосферы [81]. При этом необходимо особенно подчеркнуть, что речь идет о пересечении и взаимодействии разноуровневого заложения активных структур.

Наглядным примером являются данные по району Алма-Атинского геодинамического полигона (рис. 54). Приповерхностный план активных структур характеризуется здесь резко выраженным преобладанием элементов восток—северо-восточного направления. Однако на этом фоне довольно аномально, в субмеридиональном направлении, ориентирована впадина Алма-Атинского прогиба (рис. 54, а). В средней части коры, на уровне подошвы гранитного слоя преобладают структуры восток—северо-восточного направления (см. рис. 54, б), а наиболее глубокие слои коры и кровля мантии характеризуются резко аномальными северо-западными направлениями (рис. 54, в). В этом же направлении вытянута и зона высокой плотности очагов землетрясений (рис. 54, г), которая южнее непосредственно продолжается глубинной активной флексурно-разрывной секущей зоной, установленной по независимым геолого-геоморфологическим данным.

Аналогичная сейсмоактивная зона пересекает глубинные слои Тянь-Шаня восточнее оз. Иссык-Куль, целый ряд подобных им образований намечен и подтвержден различными геофизическими и сейсмическими данными в центральных и западных частях Тянь-Шаня [26, 62, 80, 81].

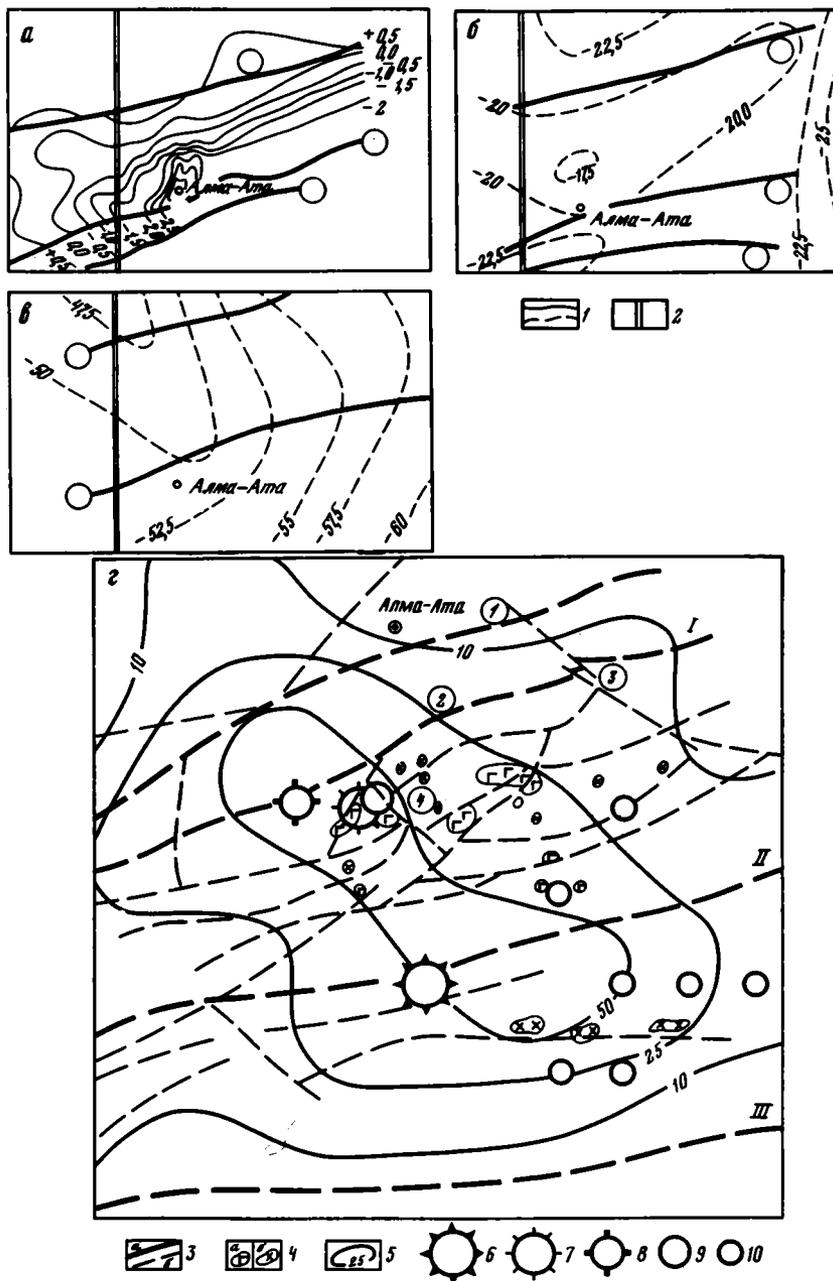


Рис. 54. Структурные (а-в) и сейсмогеологическая (z) схемы Алма-Атинского сейсмоактивного района [2, 154]

а — по кровле фундамента; б — по границе Конрада; в — по границе Мохоровичича.

1 — изогипсы поверхностей раздела, км; 2 — профиль ГСЗ; 3 — зоны разломов и разломы (а — глубинные, б — локализованные в "гранитном" слое); 4 — интрузии габбро (а) и диоритов (б); 5 — изолинии плотности эпицентров слабых землетрясений; 6-10 — эпицентры сильных землетрясений с $8 > M \geq 5$

Обратимся теперь к территории Центрального Кызылкума. Неотектонические движения еще не создали там значительных горных сооружений, но целый ряд признаков позволяет считать эту область ареной современной активизации тектонических движений, областью современного тектонического "взламывания" Туранской плиты, которую можно определить как современный фронт горообразования. Об этом свидетельствует не только общая тенденция развития Тянь-Шаня, но также, хотя и слабо заметная, но уже достаточно сложная, современная тектоническая дифференциация Центрального Кызылкума с явно обозначившейся линейной организацией форм [19, 82], исторические данные о случавшихся здесь землетрясениях и катастрофические землетрясения (с $M \geq 7$) в районе Газлийского месторождения газа, происшедшие в 1976 и 1984 гг.

Для выяснения причин этих землетрясений как неких тектонических процессов, деформаций, происшедших в глубоких недрах коры, прежде всего была изучена картина наземных разрушений в эпицентральной зоне, а также закономерности распространения и условий залегания разновозрастных геологических формаций, форм рельефа и топографии этой, казалось бы, неактивной территории. Были проанализированы также космические изображения разного масштаба, которые оказались весьма информативными и достаточно ярко показали сложность современной структуры этой территории. Все это позволило наметить в Центральном Кызылкуме ряд разноориентированных активных линейных зон и блоков (рис. 55) и, исходя из общей тектонической ситуации в регионе, качественно оценить их возможные морфологические и кинематические характеристики и относительные различия в глубине заложения. На фоне преобладающего активного развития структур западно-северо-западного направления прослеживаются некоторые более расплывчатые и поэтому менее определенные элементы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. По некоторым косвенным признакам они представляются поверхностным проявлением активных деформаций глубинных слоев коры и верхней мантии. При этом есть основания предполагать, что субмеридиональные направления здесь являются наиболее глубокими, связанными с развитием трансконтинентального пояса Урало-Оманского линсеамента, и вдоль этих направлений возможно образование структур растяжения и левостороннего сдвига. В средней части коры более активное звучание приобретают структуры северо-восточного простиранья, в том числе глубинные взбросо-сдвиговые деформации, также с левосторонним направлением смещений. Сосуществование и активное развитие таких разнонаправленных и разнотипных деформаций предполагают возникновение тектонических срывов между дисгармоничными слоями литосферы.

Три крупных сейсмических катастрофы, которые в течение короткого промежутка времени произошли в этой области в 1976 г. (дважды) и в 1984 г., хорошо согласуются с такой картиной глубинных деформаций. Эти землетрясения представляют единую цепь событий, отражающих процесс последовательного тектонического разрушения блока земной коры размером около 50-60 км в плане и до 30—35 км по глубине (рис. 56). Глубинные сейсмогенные дислокации скрытого типа носили преимущественно сколовый (сдвиговый и взбросо-сдвиговый) характер, преломляясь в соответствии с неоднородностями (структурой) среды и указанными выше наиболее предпочтительными направлениями и формами ее деформаций, с возможными различиями их в разных слоях коры и с возможными субгоризонтальными срывами между ними.

В 1976 г. дислокации охватили преимущественно юго-восточный квадрант блока (см. рис. 56), где последовательно проработались две основные зоны глубинных деформаций. Вдоль зоны дислокаций северо-западного простиранья, расположенной северо-восточнее пос. Газли и параллельной соответствующему огра-

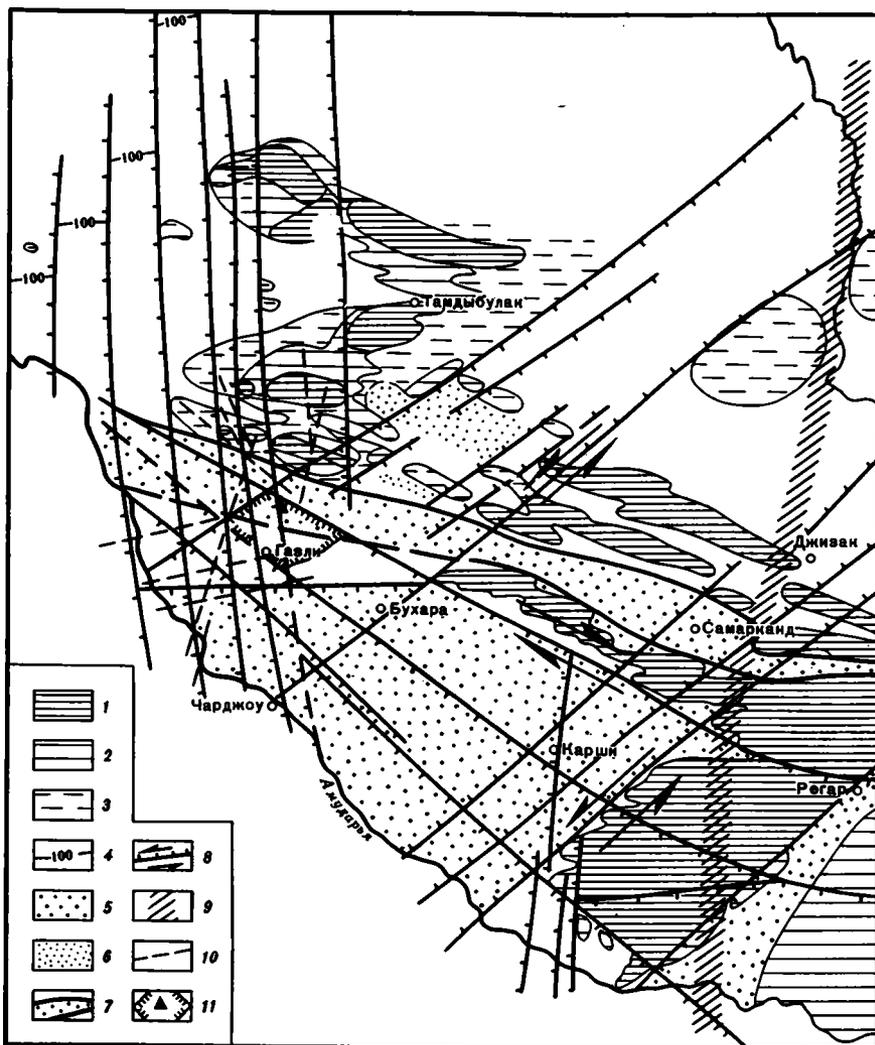


Рис. 55. Схема неотектонической структуры Центрального Кызылкума

1—3 — антиклинальные поднятия (складки основания), их зоны и системы (Центрально-кызылкумские поднятия дифференцированы по степени относительного поднятия складчатого основания); 4 — положение изогипсы дневной поверхности в междуречье Амударьи и Сырдарьи; 5 — зоны наиболее активных прогибаний и накопления неоген-четвертичных отложений; 6 — наиболее глубокие частные впадины в пределах Кульджуктау-Нуратинской системы поднятий; 7 — обобщенные контуры Зеравшанской синклинали; 8 — зоны флексурно-разрывных нарушений скрытого типа (штрихи обращены в сторону опущенных крыльев, стрелками показано направление возможных смещений вдоль этих зон); 9 — Туркестан-Акчайский линеймент (глубинная флексурно-разрывная зона); 10 — скрытые разрывные нарушения и зоны дробления, предполагаемые по космическим снимкам; 11 — сейсмоактивный блок и сейсмостанция Каракум

ничению блока (СЗ 295° —ЮВ 115°), исходя из общерегиональной тектонической ситуации, можно предполагать преимущественное развитие правосдвиговых дислокаций с возможной сбросовой (раздвиговой) составляющей, которая должна иметь подчиненное значение. В зоне северо-восточного простираения (СВ 48° —ЮВ 228°), расположенной севернее пос. Газли, предполагалось развитие дислокаций взбросового типа с возможной левосдвиговой компонентой. Дислокации по другим на-

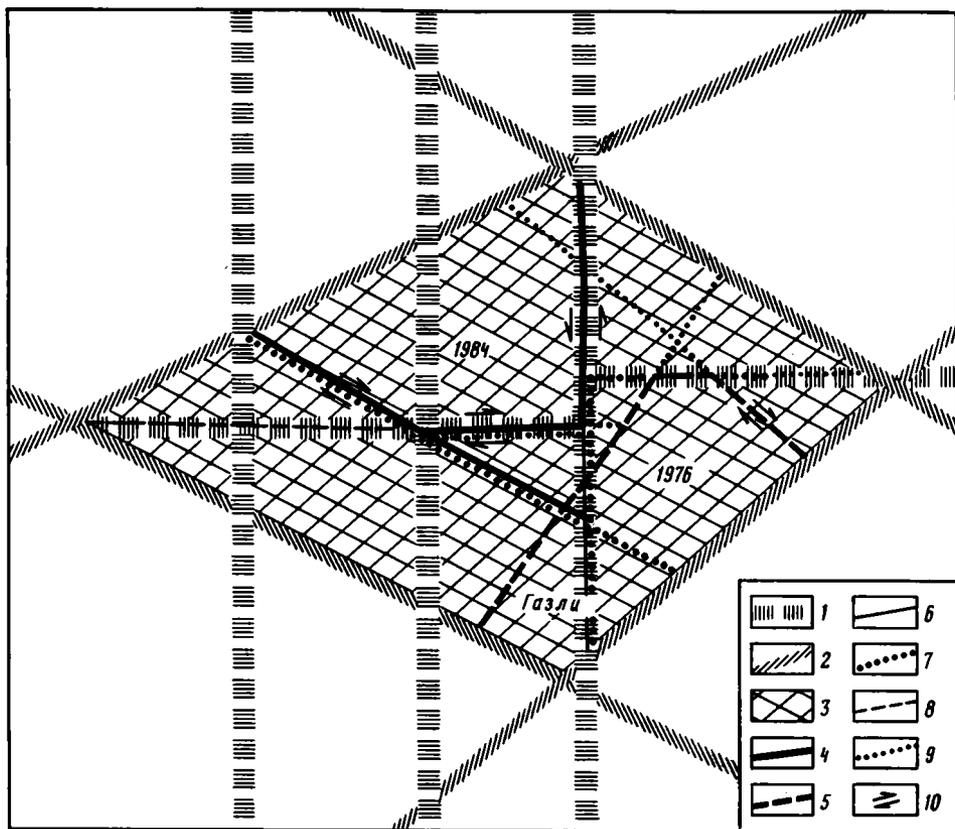


Рис. 56. Принципиальная схема активных линементов и возможных глубинных сейсмодислокаций района Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг.

1, 2 — крупнейшие линементы ортогональной (1) и диагональной (2) ориентировки; 3 — блок земной коры, в котором произошли основные сейсмогенные дислокации 1976 и 1984 гг.; 4, 5 — основные линии возможных глубинных сейсмогенных дислокаций 1984 г. (4) и 1976 г. (5); 6, 7 — второстепенные линии возможных сейсмогенных дислокаций 1984 г. (6) и 1976 г. (7); 8, 9 — направления возможных проявлений слабых сейсмодислокаций 1984 г. (8) и 1976 г. (9); 10 — предполагаемые по геологическим предпосылкам направления возможных сдвиговых смещений

правлениям при землетрясениях 1976 г. происходили, по-видимому, слабее, но, вероятно, уже тогда могли заложиться некоторые зоны ортогональных направлений и луч северо-западного простирания, выходящий на пос. Цветущий (свх. Джингильды).

В 1984 г. сейсмогенные дислокации в недрах земной коры охватили в основном северо-западный квадрант блока, а их картина в общем зеркально отражала таковую в 1976 г. Если не принимать во внимание пос. Газли, то основные разрушения в коре оказались теперь сосредоточенными в зоне, которая полукругом, выпуклым на юг, огибает впадину оз. Каракыр.

Эпицентральной зоне землетрясений 1976 г. не соответствуют сколько-нибудь заметные в рельефе деформации поверхности. Структура, более активная в 1984 г., выражена в рельефе вполне зримыми формами. Это — полукольцевой вал холмов Чарбакты, Актепа и Каракыр, сложенных неогеновыми отложениями, который обрамляет указанную озерную впадину Каракыр.

Несимметричное расположение указанных квадрантов, некоторая смещенность их друг относительно друга, неправильность и неполное подобие их контуров и

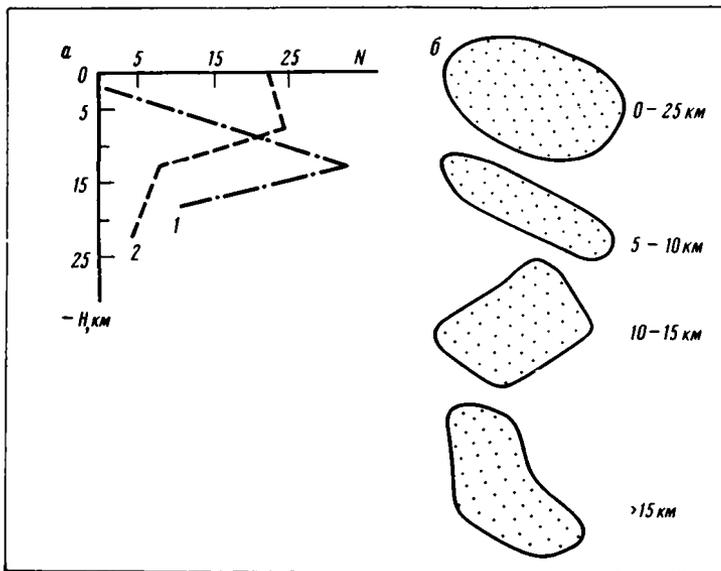


Рис. 57. График изменения количества (N) гипоцентров афтершоков Газлийских землетрясений с глубиной (H) за периоды с 8 по 14 апреля (1) и с 17 мая по 13 июня (2) 1976 г. (а) и схематические контуры роя тех же афтершоков в плане для разных интервалов глубин (б). Данные о пространственном положении афтершоков представлены Н.В. Шибалиным

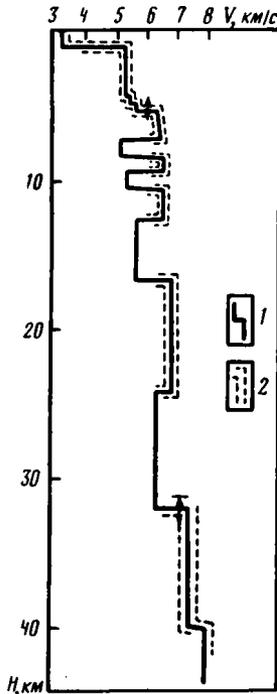


Рис. 58. Скоростной разрез земной коры Центрального Кызылкума [19]
1 — усредненный скоростной разрез; 2 — доверительный интервал ($p=90\%$)

морфологического выражения в рельефе являются следствием дисгармоничного развития неоген-четвертичных и современных тектонических процессов в разных слоях коры.

Сами указанные квадранты отражают, по-видимому, активные деформации и структуры разной глубины заложения. Два землетрясения 1976 г. представляются следствием деформаций, принадлежащих единой динамопаре, которая включает сдвиг (8 апреля) и взброс (17 мая), отвечающие характерным диагональным направлениям верхних и средних горизонтов земной коры. Область наибольших разру-

шений и активной афтершоковой деятельности 1984 г. более подчинена, очевидно, ортогональным, т.е. более глубоким, направлениям, несколько преломленным планом более высоких горизонтов. Может быть, именно с развитием структур основания коры связано формирование на поверхности образования кольцевого типа. Если это так, то землетрясение 1984 г. может охватывать более глубокие части коры, чем в 1976 г.

Независимые сейсмологические данные при их некоторой противоречивости и неопределенности [19] в значительной мере хорошо согласуются с указанной выше моделью. Это касается закономерностей пространственного и временного распространения очагов главных землетрясений и их афтершоков, намеченных нами по материалам 1976 г. (рис. 57) и более обстоятельно изученных проф. Н.В. Шебалиным и его соавторами по землетрясению 1984 г. Это касается также установления в земной коре Кызылкума четырех горизонтов аномально низких скоростей распространения сейсмических волн (рис. 58), которые могут быть горизонтами дислокационного разупрочнения среды, связанного с сейсмогенными субгоризонтальными срывами.

Кавказ

На примере территории Восточного Кавказа проявлена принципиально сходная картина. Рассмотрим несколько подробнее методику изучения этой "игры" глубинных структур с помощью космических изображений. С этой целью проанализируем космические фотографии трех уровней генерализации изображения местности: во-первых, детальные снимки с разрешением 50—100 м ("Союз-12", "Ландсат", ручная камера на "Салюте-6"); во-вторых, среднемасштабные сканерные изображения спутника "Метеор—Природа" и фотоснимки с "Союза-9" с разрешением на местности 200—300 м; в-третьих, мелкомасштабные изображения со спутников "Метеор" с разрешением около 1 км [26].

На детальных космических снимках дешифрируются комплексы горных пород, различающиеся степенью и характером эрозионного расчленения, цветом и яркостью, степенью обводненности, читаются в обобщенном виде те складчатые и разрывные нарушения, которые наблюдаются и картируются в поле. Иначе говоря, дешифрируется приповерхностная геологическая структура, представленная в основном формами "общекавказского" простираения. В значительной мере эти формы прямо отражены в рельефе хребтами и межгорными понижениями.

На среднемасштабных изображениях отдельные складки и разрывы "общекавказского" простираения, как правило, почти не читаются, сливаясь в более крупные неотектонические зоны. Вместе с тем отчетливо дешифрируются линейменты северо-западного, северо-восточного, реже меридионального простираения, секущие горно-складчатые сооружения. К первой группе относятся Сальян-Ленгибизский, Исмаилли-Сигирлинский, Самур-Геокчайский и Аргун-Джермутский линейменты, расположенные эшелонированно друг относительно друга и образующие правый кулисный ряд. Непротяженные линейменты того же направления выделены на востоке Кобыстана, вдоль предгорий Талыша и в Казбекском районе.

Вторая группа представлена 250-километровым Сумгаит-Араксинским линейментом, оперяемым серией более коротких линий северо-восточного простираения, образующих в совокупности левый кулисный ряд. В свою очередь, Сумгаит-Араксинский линеймент является частью сложно построенной линейментной зоны, достигающей Пальмирид и смыкающейся в юго-западной Сирии и Ливане с субмеридиональной Левантской зоной разломов. Северо-восточные линейменты Казбекского района отмечают северо-восточное окончание зоны крупного Казбек-Цхинвальского разлома [91], который на юго-западе кулисно подставляется линейментами северо-восточного простираения, продолжающими Левантскую зону разломов.

Среди линеаментов третьей группы наиболее отчетливо проявлены Советабда-Яшминский, Ахсуйский и Гирдыманчайский в Азербайджане, Агдаш-Дербентский в Дагестане, Барисахский и Верхнетерский восточнее Казбека.

Полевое изучение отдешифрированных линеаментов, их сопоставление с геологическими, структурными, тектоническими и неотектоническими картами и описаниями разных авторов [26] показали, что линеаменты лишь частично совпадают с выраженными на поверхности неотектоническими разломами. Вдоль некоторых из них выявлены позднечетвертичные смещения. Чаше линеаментам отвечают менее четкие линейные образования, многие из которых могут быть признаны поверхностными выражениями глубинных разломов. Это флексурные уступы, обычно развивавшиеся длительно; уступы, которые скрыты под чехлом слабо дислоцированных пород; цепи складок; зоны структурных аномалий, пересекающие системы складок; границы областей с разными типами и разным направлением складчатости; зоны концентрации грязевых вулканов. Вместе с тем важнейшие элементы приповерхностной геологической структуры Восточного Кавказа — структурно-фациальные и структурные зоны, складки и разломы "общекавказского" простираания — не коррелируются пространственно с расположением линеаментов.

Такие геологические соотношения позволили предположить, что линеаменты обусловлены глубинными неоднородностями и линейными зонами деформаций, отраженными в геофизических полях и на структурных картах глубинных горизонтов земной коры. Действительно, по данным А.А. Али-Заде, Р.М. Гаджиева, Г.П. Тамразяна, В.Е. Хаина, И.О. Цимельзона и др., отмечаются значительные градиенты аномалий силы тяжести непосредственно к западу от Сальян-Ленгизского линеамента, вдоль северо-восточных частей Сумгаит-Араксинского, Гирдыманчайского и Ахсуйского линеаментов, вдоль предталышских линеаментов и их северо-западных продолжений. Наблюдается более или менее близкое соответствие многих линеаментов рисунку изолиний и зонам резкого изменения глубин поверхности доюрского фундамента Юго-Восточного Кавказа, где он погружен на 8—20 км, тогда как в более северных районах, где фундамент обычно находится не глубже 8 км, такого соответствия не наблюдается. Отмечается соответствие линеаментов и структурам более глубокого раздела коры — поверхности "базальтового" слоя. Однако структурные формы поверхности Мохоровичича с отдешифрированными линеаментами, за исключением Сальян-Ленгизского, не коррелируются.

М.Г. Агабеков, Ф.С. Ахмедбейли, И.В. Кириллова и Е.Е. Милановский отмечали высокую сейсмичность активных "поперечных" нарушений Кавказа. Р.А. Агамирзоев, напротив, подчеркивал приуроченность землетрясений восточной части Кавказа к надвигам "общекавказской" ориентировки". Предпринятый нами анализ показал, что продольные нарушения активны не на всем протяжении, а лишь на пересечении с некоторыми отдешифрированными линеаментами (Сальян-Ленгизским, линеаментами северо-восточного простираания в районе горы Казбек и между городами Баку и Шемаха). Г.П. Тамразян писал о полосе эпицентров на подводном продолжении Сумгаит-Араксинского линеамента. Что же касается остальных линеаментов, то вне зоны южного склона Большого Кавказа они характеризуются лишь слабыми землетрясениями, но между линеаментами плотность землетрясений уменьшается. В.Е. Хаин с соавторами отмечали экранирующую для сейсмических волн роль Гирдыманчайского линеамента.

Ю.К. Шукин составил для Кавказа схему плотности глубинных сейсмодислокаций — зон аномального затухания сейсмических волн, отождествляемых в большинстве случаев с сейсмогенными разломами. Они характеризуют современную структуру земной коры на глубинах 10—15 км, соответствующих средним глубинам очагов кавказских землетрясений, хотя эти глубины и варьируют от места к месту. Отдешифрированные линеаменты близки по простираанию и рас-

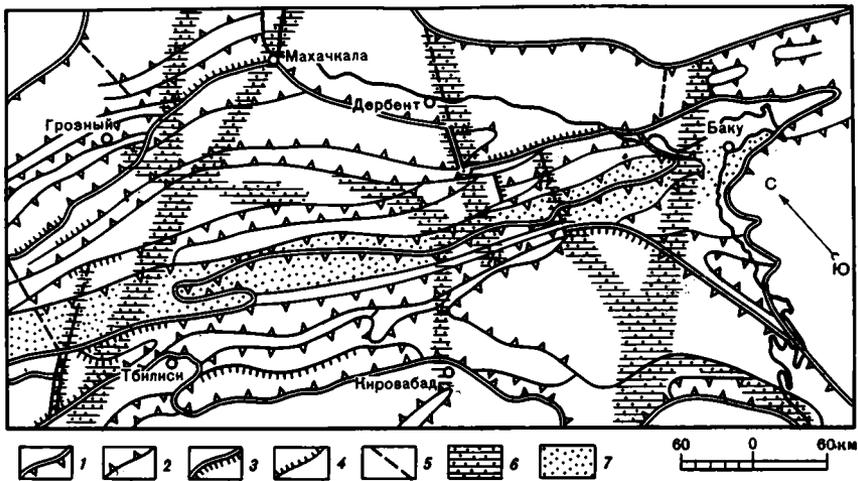


Рис. 59. Сопоставление новейших структур разной глубины заложения на Восточном Кавказе

1—5 — элементы новейшей структуры земной поверхности [91]; 1, 2 — границы главных (1) и второстепенных (2) неотектонических элементов с указанными направлениями наклона крыльев, 3, 4 — главные (3) и второстепенные (4) новейшие разломы и флексуры с указанными направлениями вертикальных смещений, 5 — новейшие разломы с неустановленным направлением смещений; 6, 7 — глубинные зоны новейших деформаций и смещений на глубинах 10—25 км (6) и 20—60 км (зона южного склона Большого Кавказа) (7) [151]

положению к таким зонам. Иногда они точно совпадают с осями зон, а чаще отстоят от них на расстояния до 10—35 км, т.е. на величину, соизмеримую с глубинами очагов землетрясений. Отсутствие точного совпадения может быть связано с наклоном сейсмогенных разломов, глубинные (сейсмоактивные) и приповерхностные части которых не проецируются на одну линию.

Таким образом, линеаменты, отдешифрированные на среднемасштабных космических снимках, обнаруживают более или менее близкое соответствие латеральным разломам и линейным зонам деформаций земной коры на глубинах 10—25 км [26] (рис. 59).

На мелкомасштабных космических изображениях со спутников "Метеор" хорошо видны наиболее крупные, выраженные в рельефе новейшие мегаструктуры: своды Большого и Малого Кавказа и разделяющая их система межгорных впадин. Среди линеаментов наиболее четко выражены линии "общекавказского" простираения, причем лучше всего ими подчеркивается зона южного склона Большого Кавказа. Хуже, хотя и достаточно отчетливо, вырисовываются линеаменты северо-восточного направления. Среди них Сумгаит-Араксинский и Агдаш-Дербентский совпадают с линеаментами, выделенными на среднемасштабных снимках (как и Сальян-Ленгизбизский линеамент северо-западного простираения).

Крупнейшие отдешифрированные новейшие мегаструктуры Восточного Кавказа совпадают со структурными формами поверхности Мохоровичича: в самом общем виде ее прогибам отвечают новейшие своды земной поверхности, а поднятиям — впадины. Особенно резкое изменение положения поверхности Мохоровичича приходится на зону южного склона Большого Кавказа: севернее зоны ее глубина 50—60 км, а южнее — 40—45 км. Зона южного склона весьма сейсмоактивна. В ней отмечается наибольшая плотность эпицентров землетрясений с энергиями в очаге $\geq 10^{12}$ Дж и глубинами очагов до нескольких десятков километров и происходит интенсивное поглощение сейсмической энергии. Севернее и южнее зоны южного склона землетрясения столь значительных энергий с

глубиной очагов до 30 км происходят в двух зонах северо-восточного простирания, пересекающих Большой Кавказ в районе горы Казбек и между городами Баку и Шемаха. Именно эти зоны совпадают с полосами сгущения линеаментов, отдешифрированных на мелкомасштабных космических снимках. Получается, что эти снимки отражают элементы структуры нижних горизонтов коры на глубинах 20—60 км [23].

Таким образом, с помощью разномасштабных космических снимков Восточного Кавказа удастся выделить три уровня земной коры, различающиеся новейшими структурными планами. В приповерхностном слое до 10 км, сложенном преимущественно породами осадочного чехла, преобладают продольные структурные элементы запад—северо-западного простирания. Глубже, на уровне 10—25 км большое значение приобретают секущие к Кавказу неотектонические элементы, проявленные в геофизических полях и сейсмичности и находящие на поверхности лишь косвенное отражение в аномалиях рельефа, рисунка складчатости и флексурных уступах. Глубже, на уровне 20—60 км, главенствующее структурообразующее значение приобретает зона южного склона Большого Кавказа, отделяющая его от пояса закавказских межгорных впадин. Эта вертикальная дисгармония неотектонического строения и является выражением современного тектонического расслоения земной коры, связанного с различиями реакции среды на единый процесс поперечного сжатия Кавказа.

При рассмотрении Кавказа в целом обнаруживается еще более глубинная дисгармония. Неотектоническими образованиями мантийного заложения представляются субмеридиональные вулканические цепи и отдельные крупные вулканы, концентрирующиеся в центральном сегменте Кавказа и продолжающиеся полосой на юг к озеру Ван. Они дискордантны по отношению ко всем коровым элементам новейшей структуры и дают основание предполагать принципиально иную структурную и динамическую обстановку в верхней мантии региона.

Явления, аналогичные вышеприведенным, весьма характерны для многих других областей, с которыми нам довелось познакомиться. Это — запад США, Куба, Карпато-Балканская область, Крым, Копет-Даг и Памир, МНР, Вьетнам, Камчатка [58, 61, 78, 79, 149, 151, 153]. Во всех этих областях есть свои особенности проявления неотектонической расслоенности литосферы и проявления глубинных структур на поверхности. Но несомненно одно, что это явление распространено очень широко и требует обязательного учета в соответствующих исследованиях и практических изысканиях.

В непосредственной связи с рассматриваемой проблемой находится возможность выявления сравнительной оценки элементов глубинных структур с помощью аэрокосмических средств, а также разработка соответствующих методов их дистанционного зондирования. Этот вопрос зародился достаточно давно, когда первые же опыты изучения структур Земли по космическим снимкам показали, что в большом числе случаев мы видим на них глубинные, в том числе и в первую очередь активные образования.

Совокупность известных геолого-геофизических и геохимических данных и представлений о структуре литосферы и проходящих в ней процессах преобразования и миграции вещества позволила составить следующую модель проявления на земной поверхности глубинных скрытых структур и соответствующего отражения их на космических изображениях (рис. 60). Возможны два взаимосвязанных варианта передачи информации с глубин литосферы на ее поверхность и формирования соответствующих образов глубинных структур на космических изображениях.

Первый из них заключается в образовании некоторой зоны рассеянных деформаций приповерхностных слоев, которые отражают смещения глубинных слоев. Ширина зоны рассеяния (или ширина линеамента на космическом изображении) будет зависеть, очевидно, от интенсивности глубинных подвижек, а также

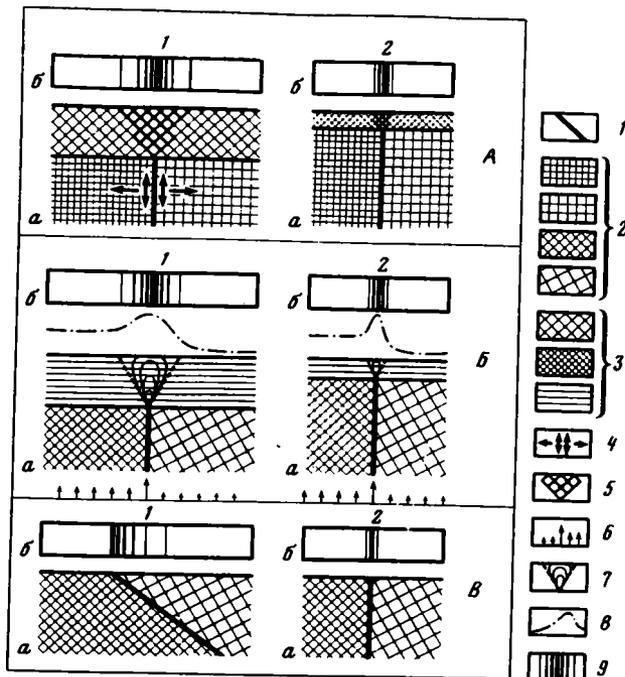


Рис. 60. Принципиальная схема положения разломов в разрезе земной коры и их отражения на земной поверхности и на космических изображениях в виде линеаментов

А, Б — скрытые (не достигающие земной поверхности) разломы, прерывающиеся в качестве таковых на больших (1) или меньших (2) глубинах, в разрезе земной коры (а) и в плане на космическом изображении (б); В — открытые (достигающие земной поверхности) разломы с наклонным (1) и вертикальным (2) положением плоскости (зоны) смещения в разрезе (а) и в плане на космическом изображении (б).

1 — разломы; 2 — блоки земной коры, разделяемые разломами; 3 — слои земной коры, не затронутые непосредственно разломами; 4 — возможные варианты механических смещений по разломам; 5 — конус рассеяния механических деформаций (вторичных деформаций); 6 — неравномерный восходящий поток глубинных флюидов, газов, тепла; 7 — конус рассеяния потока флюидов, газов, тепла; 8 — условная кривая величины теплового потока над зоной разлома; 9 — условная интенсивность аномалий на дневной поверхности, связанных с разломами и определяющих яркость и морфологию проявления линеаментов на космических изображениях

от мощности и структуры покровного комплекса, преломляющего глубинные напряжения. Внутренняя структура (рисунок) линеамента или линеаментной зоны будет отражать в какой-то мере типы смещения (раздвиг, сдвиг, взброс и т.д.).

Второй вариант в целом можно определить как геотермо-геохимический. Он связан с потоком тепла и газовой-жидких продуктов из недр литосферы к ее поверхности и формированием здесь соответствующих тепловых и геохимических аномалий, которые могут быть отражены особенностями почвенно-растительного покрова и стать видимыми на снимках. Эти аномалии могут, очевидно, характеризовать непосредственно их глубинные источники и более высокие слои, сквозь которые эти потоки проходят, испытывая те или иные качественные и (или) количественные преобразования.

Таким образом, геолого-геоморфологический анализ в комплексе с геофизическими (особенно сейсмическими) и геохимическими данными и анализом космических изображений Земли позволяет достаточно эффективно выявлять пространственное положение ряда глубинных элементов активной структуры литосферы и делать выводы и предположения об их морфологии, кинематике движений, латеральной и вертикальной дифференциации и других особенностях структуры,

состояния и направленности развития геологической среды на разных глубинах. Особое внимание необходимо в связи с этим уделять анализу аномалий некоторых характеристик земной поверхности (аномалий с точки зрения приповерхностных структур). Они в соответствии с формами их проявления и изучения могут подразделяться на следующие часто взаимосвязанные категории: 1) структурные аномалии (здесь для нас особенно важно изучение тектонической структуры земной поверхности, т.е. ее наиболее молодого среза); 2) вещественно-геохимические аномалии (седиментационно-литологические, магматические, метаморфические, гидротермальные, гидрогеохимические и т.д.). Различная флюидная специализация глубинных структур может быть критерием для их диагностики и изучения глубинных процессов; 3) геоморфологические аномалии (топографические, ландшафтные, в том числе почвенно-растительные, орографические и т.д.); 4) геофизические аномалии (гравитационные, магнитные, тепловые и др.).

Уровень современных знаний и возможности геолого-геоморфологических методов изучения структуры глубоких слоев литосферы и происходящих там процессов пока еще недостаточны, чтобы с их помощью изучать тонкую структуру литосферы, и необходимо иметь в виду возможность альтернативных интерпретаций. Но с их помощью уже установлены некоторые элементы глубинных структур многих тектонически активных областей и может быть сделана серия важных заключений, касающихся понимания глубинных процессов и структур, а также путей и методов их изучения, прогнозирования и использования.

В глубинах литосферы все более четкие контуры обретает довольно гетерогенная и дисгармоничная неотектоническая структура. Форма, интенсивность и преимущественная ориентировка активных структур в разных слоях литосферы и по простиранию могут существенно различаться, что связано с вещественно-структурными различиями, с различиями тектономагматических процессов, процессов преобразования и миграции вещества и в целом состоянии среды, на которую воздействуют тектонические силы. Эта дисгармония литосферы приводит к тектоническому расслоению земной коры и верхней мантии, а земная поверхность, отражая в различной степени эту сложную игру глубинных блоков, приобретает характерный перекрестный рисунок своего структурного плана. Расшифровка его в значительной степени представляет расшифровку глубинной структуры всей литосферы. Иначе говоря, анализируя структуру земной поверхности и приповерхностных слоев коры, мы должны представлять их как интегральное выражение взаимодействия различных горизонтов литосферы. В связи с этим следует подчеркнуть самостоятельное значение и большие перспективы использования геолого-геоморфологических данных и методов для изучения активной глубинной структуры литосферы.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ МАСС

Расслоенность литосферы известна давно и является хорошо установленным фактом. Наблюдаемая часть земной коры слоиста, и геологи испокон веков говорят "о слоях земных". Слоистость в более глубоких недрах выявлена геофизическими методами. Особенностью современного подхода к расслоенности литосферы является признание ее тектонической природы. На основании многочисленных наблюдений сейчас установлено, что тектонические движения во многих случаях приводят к расслоению литосферы и что многие горизонтальные и полого наклоненные поверхности раздела горных масс имеют тектоническое происхождение.

Процесс тектонического расслоения литосферы немалозначим без существенных деформаций и перемещений горных масс. Эти перемещения осуществляются путем пластических деформаций горных пород и движения разновеликих глыб и пластин, ограниченных разломами, имеющими не только крутое, но и горизонтальное за-

легание. Литосфера в своем развитии постоянно претерпевает "тектоническое течение", направленное преимущественно в горизонтальном направлении и неизбежно приводящее к ее расслоению, так как следует ожидать, что в результате перемещений "каждый крупный, структурно обособленный, однородный блок будет отличаться от соседних, и в частности выше- и нижележащих, блоков по своим размерам, составу, мощности, плотности и расположению в общем «потоке» того движения коровых и подкоровых масс, которое составляет геодинамическую сущность тектоники" [104. С. 39]. Изучение тектонического течения горных масс, являясь обязательным элементом любых геотектонических исследований, включает две существенно различающиеся стадии исследования тектонических структур: 1) изучение характера и величины деформированности горных пород (стрейн-анализ) и 2) анализ закономерностей взаиморасположения деформаций в пространстве (анализ структурных рисунков крупных территорий). Необходимость и специфика этих стадий вытекает из особенностей самих явлений тектонического течения и деформации горных масс. Поэтому кратко остановимся на их характеристике.

Тектоническое течение и деформация горных масс

Нередко понятия "тектоническое течение" и "деформация" горных масс смешивают друг с другом, не замечая в них принципиального различия. Между тем различие между ними очень существенное. Отдельные области участвующие в интенсивном тектоническом течении ("тектоническом потоке"), могут почти не испытать деформации, другие окажутся сильно деформированными. Деформированные горные породы всегда испытывают некоторое, но неоднородное течение, однако более сильная деформация не указывает на увеличивающееся течение.

Под тектоническим течением понимают суммарную картину перемещения вещества литосферы в процессе ее тектонического развития. Если каждую точку литосферы охарактеризовать вектором ее перемещения за изучаемый отрезок времени, то поле этих векторов и будет представлять тектоническое течение горных масс. Таким образом, тектоническое течение является интегральной величиной, характеризуемой величиной и направлением перемещения данной точки литосферы (вернее, величинами и направлениями перемещений данного множества точек). В таком определении имеются свои сложности, о которых скажем позднее, однако оно наиболее полно отражает сложившиеся представления о тектоническом течении горных масс.

Под деформацией понимают изменение расстояний между точками по всем направлениям в данном месте горной породы за данный отрезок времени. Таким образом, деформация является величиной *дифференциальной*: ее можно получить, дифференцируя перемещения в окрестностях данной точки по пространственным координатам. Количественно деформация в каждой точке характеризуется тензорами деформации или симметричными частями тензоров дисторсии (градиента перемещения), а проще — хорошо известным всем геологам эллипсоидом деформации.

Из сказанного следует, что деформация и тектоническое течение характеризуются совершенно разными величинами (тензорами разной валентности) и не могут отождествляться друг с другом. В то же время они взаимосвязаны, так как деформация возникает в местах изменения тектонического течения и характеризуется его градиентом. Тектоническое течение распределено в пространстве неоднородно, изменчиво. Поэтому постоянно приходится сталкиваться с его градиентами, т.е. с деформациями горных пород, проявляющимися в разных формах. А.В. Пейве специально отмечает, что во время тектонических движений "происходят дифференциальное перемещение тектонических пластин и их дисгармонич-

ное сгущивание в одном месте, растяжение и растекание в другом. В этом состоит сущность деформаций в литосфере. При этом разница в величинах перемещения, или, лучше сказать, тектонического течения горных масс в мантийных и коровых пластинах за единицу времени может достигать значительных величин..." [106. С. 110].

Выше было отмечено, что представление о тектоническом течении вызывает некоторые трудности. Основной из них является неопределенность вектора перемещения изучаемых геологических объектов. Величина и направление этого вектора зависят от выбранной системы координат, т.е. от субъективного фактора. Поэтому определение тектонического течения оказывается относительным и с формально-логических позиций встречает постоянную и обоснованную критику. В деформирующейся и перетекающей литосфере мы не можем указать абсолютно неподвижный блок или репер, с которым следует связать единственно правильную координатную систему для определения абсолютных движений тектонических потоков. Но так ли это необходимо? Для большинства геологических выводов достаточно знания относительных перемещений и почти безразлично, с каким из перемещающихся блоков связана координатная система. Некоторые выводы существенно зависят от выбора системы координат. К таким выводам следует относиться с большой осторожностью, но их рассмотрение не входит в задачу данной книги.

С относительностью тектонического течения связана и трудность его измерения. Если в процессе этого течения более или менее крупная область характеризуется одинаковыми векторами перемещения, то в ней не происходит деформаций. Вне зависимости от реологических свойств этой области она будет восприниматься как "жесткий" блок или пластина. Никаких морфотектонических (структурообразующих) изменений в ней не произойдет. Отсюда следует, что структурно-геологическими методами измерить величину тектонического течения невозможно. Измерить можно только его градиент, т.е. деформацию (или дисторсию). Само же перемещение либо вычисляется путем анализа структурного рисунка области, выходящей далеко за пределы недеформированного блока, либо измеряется методами, не относящимися к структурной геологии, — путем палеомагнитных, палеоклиматических, палеофациальных и других реконструкций.

Градиент тектонического течения запечатлен в деформациях горных пород, и его можно непосредственно изучать и измерять в геологических обнажениях. Поэтому первой стадией изучения тектонического течения горных масс являются структурно-геологические исследования деформаций горных пород, или стрейн-анализ. Второй стадией, позволяющей сделать выводы о перемещениях горных масс и тектоническом течении крупных регионов, является анализ структурных рисунков этих регионов с учетом всех данных о распределении деформаций на их территории.

Исследование деформаций

Основной особенностью современной структурной геологии является переход от качественных характеристик структурообразования к количественным. Нас интересуют прежде всего количественные оценки деформаций. В этом отношении за последние четыре десятилетия получено много новых результатов. Попытки количественных оценок деформации делались и ранее: оценивались смещения по разломам, "распрямлялись" складки — однако эти измерения были эпизодическими, неточными, а подчас сомнительными. Современный стрейн-анализ располагает хорошо разработанными методиками измерения деформированности горных пород по многочисленным природным "тензодатчикам" вне зависимости от наличия в толще складок или разломов.

Начало нового этапа в развитии структурной геологии обычно связывают с публикацией работы Э. Клооса о деформациях оолитов в складке Южных гор Мэриленда в 1947 г. (переведена на русский язык в 1958 г.). В этой работе для измерения деформации пород (в качестве тензодатчиков) использованы оолиты и проведен изящный количественный анализ тектонических движений в Аппалачах. Однако работа Э. Клооса долго оставалась малоизвестной, и не ее публикация вызвала бурное развитие новых методов. Просто структурная геология была готова к качественному скачку. Приблизительно в одно и то же время и в значительной мере независимо друг от друга количественные оценки деформаций начали осуществляться во многих странах. Д. Флинн и Дж. Рэмзи на западе, Е.И. Паталаха и А.В. Лукьянов в Советском Союзе, И. Загорчев в Болгарии и многие другие геологи успешно развивают методы стрейн-анализа. Путь развития — обнаружение в горных породах все новых и новых тензодатчиков, позволяющих измерять деформацию, и разработка конкретных методик их использования. Учение о парагенезах структур и структурных рисунках, учение о тектонофазах, учение об измерении однородной деформации по различным тензодатчикам, учение о неоднородной деформации и совместности деформаций являются конкретными формами развития стрейн-анализа. Применение его методик позволяет извлекать новую информацию на хорошо изученных ("уже отработанных") объектах и получать более полные, а подчас и принципиально новые выводы о геотектоническом развитии регионов. Это привлекает исследователей, в результате чего метод активно развивается и преподается в странах Запада. У нас преподавание и практическое использование стрейн-анализа проводится лишь энтузиастами.

В этой главе нет возможностей подробно изложить и даже упомянуть все методы стрейн-анализа. Им посвящена большая литература. Обоснования и описания методов, используемые формулы, номограммы и ссылки на специальную литературу читатель найдет в работах [101, 131, 233]. Ниже будут охарактеризованы только основные принципы измерения деформаций. Напомним, что для полной характеристики деформации и вращения следует определить девять независимых величин (шесть для деформации и три для вращения) и что изменение формы, объема, изучаемых объектов и их вращение определяются независимо друг от друга.

Шесть компонентов деформации проще всего получить, если в горной породе имеется объект, форма которого до деформации известна и механические свойства которого не отличаются от свойств вмещающего цемента. Таких объектов много — оолиты в известняках, пятна оглеения, остатки фауны, гальки в конгломератах и т.д. Правда, не всегда состав включений достаточно хорошо соответствует составу цемента. Это затрудняет оценку деформации: даже незначительные различия в механических свойствах приводят к заметным различиям в степени деформированности включений и цемента. Примером тому могут быть конгломераты, в которых гальки разного состава растекаются по-разному. В таких случаях нужна статистическая обработка материала, и точность оценок снижается. Особенно осторожным надо быть при использовании для измерений деформации кремнистых скелетов микрофауны в известняках и порфириобластов, которые далеко не всегда деформируются вместе с основной массой породы. Однако во многих случаях удается найти достаточно представительные объекты и достаточно надежно определить их исходную форму. Если это удалось, то нетрудно оценить ориентировку и длину главных осей эллипсоида деформации, т.е. того эллипсоида, который получился в результате деформации шара.

По результатам измерений можно вычислить коэффициенты относительного удлинения вдоль главных осей и все шесть компонентов деформации. Формулы для соответствующих вычислений, номограммы и таблицы имеются в рекомен-

дованной литературе. Особенно просто осуществляются вычисления, если исходная форма объектов была сферической. Однако и в этом случае целесообразно использовать номограммы. Специальные приемы рекомендованы для объектов эллиптической формы. Разработаны способы пересчетов при изучении деформированных скоплений фауны (например, граптолитов), когда стиль деформации и формы деформированных окаменелостей зависят от их ориентировки в пространстве. В этом случае для вычислений использованы законы гомогенной деформации в отношении изменения длин произвольно ориентированных отрезков и углов между ними.

Вычисленные компоненты тензора деформации обычно сводятся в таблицы и изображаются графически на картах и разрезах в виде стереографических проекций главных осей эллипсоида деформации (на врезках) или другим способом, удобным для дальнейшего анализа. Карты, содержащие количественную информацию о деформациях горных пород, незаменимы для анализа структурных рисунков, но пока составляют лишь единичные случаи.

Приблизительную оценку деформированности горной породы или толщи можно провести, не прибегая к восстановлению исходной формы включений. Для этого используются закономерности происходящего в процессе деформации изменения углов между пересекающимися линиями. Опыт показывает, что в природе широко распространены горные породы, деформированные значительно больше, чем вдвое. В этих породах отчетливо видна вытянутость и упорядоченность ориентировки включений, которые ранее были изометричны или расположены хаотично. При менее чем двукратной деформации (т.е. 100%-ное растяжение или 50%-ное сжатие) упорядоченность структуры горной породы значительно менее четкая, а при 20%-ном сжатии может быть обнаружена только при специальном изучении. Это объясняется ускоренным увеличением ориентированности при нарастающей деформации.

Теоретически показано, что в гомогенно деформируемой породе деформирующиеся вместе с нею хаотично расположенные включения быстро приобретают однообразную ориентировку. При двумерной деформации (чистый сдвиг) ориентированность нарастает следующим образом. После 30%-ного сжатия 30% удлиненных частиц расположится так, что их длинная ось будет отклонена от оси растяжения не более чем на 15° , а 50% — не более 30° , т.е. наметится ориентированность. После 50%-ного сжатия 20% частиц станет практически параллельным оси растяжения (не более 5° от нее), 50% не выйдет за 15° от нее, и практически все (85%) окажется в пределах 45° , т.е. ориентированность станет вполне четкой. При 70%-ном сжатии 50% частиц будет ориентирована положе 5° , 75% положе 15° , 90% положе 30° . При 90%-ном сжатии возникнет идеальная ориентированность: все частицы станут практически параллельными и лишь 8% будут выходить за пределы 5° .

Приведенная оценка позволяет легко осуществлять полуколичественные определения деформаций в породах, содержащих деформированные включения. При этом неважно, какую форму имели включения первоначально. Они могли быть изометричными или вытянутыми. Предполагается только, что их ориентировка была хаотичной.

Однако во многих случаях включения, находящиеся в толщах горных пород, деформируются иначе, чем заключающее их вещество. Прослойки компетентных пород, дайки, жилы, прожилки, линзы и другие включения часто оказываются менее пластичными, чем вмещающая их масса горной породы, что приводит к местным неоднородностям деформации. Эти неоднородности могут быть весьма значительными при рассмотрении деформации на уровне, соответствующем размеру включений, но в то же время несущественными при более общем анализе на следующем (более грубом) уровне детальности. При таком анализе деформация по-прежнему может рассматриваться как однородная. Однако поведение и пере-

ориентировка включений будут иными по сравнению с однородно деформируемыми "пассивными" включениями. "Активные" включения вызовут местные возмущения, складки, будинаж. Поэтому, казалось бы, формирование ориентированной структуры в толще, содержащей жесткие включения, должно происходить иначе, чем в однородной толще с пластичными включениями.

Теоретический анализ показывает, что у жестких включений зависимость ориентированности от степени деформируемости толщи иная, чем у пластичных включений. Линейно вытянутые непластичные включения особенно быстро изменяют ориентировку, когда они перпендикулярны или почти перпендикулярны направлению растяжения. В связи с этим при 30%-ном сжатии все жесткие включения оказываются ориентированными положе 45° к оси растяжения. Однако дальнейшее выполаживание жестких включений осуществляется медленнее, чем пластичных. Это приводит к возникновению двух максимумов ориентированности частиц, расположенных при 30%-ном сжатии почти перпендикулярно друг другу, а при последующей деформации сближающихся по направлению к оси растяжения. При 75%-ном сжатии все частицы расположатся положе 15° к оси растяжения, при 85%-ном сжатии — положе 8° и разделение их на два максимума станет неясным. Таким образом, общая тенденция к нарастанию ориентированности частиц с увеличением деформации сохраняется и для жестких включений.

Как известно, вытянутые включения, ориентированные круче 45° к направлению растяжения, при деформации испытывают сжатие, а положе — растяжение. В связи с этим в природе широко распространены деформации, при которых до 45° происходит поворот включений жестких, выдерживающих сжатие, а после этого — пластичных, растягивающихся вместе со средой (это растяжение может сопровождаться или не сопровождаться разрушением: брекчированием, разлинзованием, будинажем). При этом с максимальной эффективностью происходит ориентация включений в направлении растяжения: даже включения, первоначально перпендикулярные направлению растяжения, при 3%-ном сжатии приобретут наклон в 75° , при 13%-ном — 60° , при 29%-ном — 45° , при 46%-ном — 30° , при 64%-ном — 15° , при 74%-ном — $7,5^\circ$ и при 80%-ном — 5° к оси растяжения. Таким образом, при 80%-ном сжатии все включения, произвольно ориентированные до деформации, становятся практически параллельными друг другу и ориентированными в направлении растяжения. При этом все они оказываются растянутыми минимум в 2,5 раза. По-видимому, именно такая картина имеет место в районах развития изоклинальных складок. Совершенно очевидно, что в таких условиях метод распрямления складок даст заведомо искаженные характеристики деформации. Он применим при продольном сжатии, не большем 50%, и при углах между крыльями складок, не меньших 60° .

В сильно деформированных толщах обычно широко распространены поперечные к растяжению жилы, возникающие при деформации. При нарастающей деформации такие жилы появляются многократно, в то время как более ранние из них сминаются в складки, крылья которых при очень больших деформациях становятся параллельными, сильно растянутыми, вливающимися в общую линзовую полосчатость толщ. Замки же сохраняются и постепенно насыщают толщу все большим количеством "обрывков замков складок". В гранитоидных комплексах очень часто можно наблюдать несколько поколений пегматитовых жил, агматитов и других новообразований, наиболее поздние из которых еще почти не деформированы, а ранние уже влились в параллельно-линзовую полосчатость. Это говорит о нарастающей деформации и тектоническом течении вещества. Деформации таких толщ весьма велики.

Мы подробно остановились на формировании ориентированной структуры толщ при нарастающей деформации потому, что степень ориентированности внутренней структуры горных пород и толщ отражает величину деформации и положена в основу ряда методов ее количественных оценок. Это — метод изме-

рения и статистической обработки расстояний "от центра до центра" обломочных зерен по всем возможным направлениям в образцах, шлифах, обнажениях. Это — метод измерения и построения гистограмм длин поперечных сечений зерен тоже по всем направлениям в шлифах под микроскопом. В обоих случаях предполагается исходно-хаотическое расположение зерен и делается попытка получить эллипсоид деформации. Наконец, это — тектонофациальный анализ Е.И. Паталахи, в котором по комплексу разнообразных признаков степени упорядоченности ориентированной структуры толщ выделяются "тектонофации", сопоставляемые с определенными величинами сжатия—растяжения толщ.

Большую роль в деформации толщ играют процессы разрушения старых и формирования новых минеральных образований, растущих в направлении растяжения и способствующих релаксации стресса. Мы уже упоминали о жилах альпийского типа, рассекающих растягивающиеся пласты, а потом сминаемых в мелкие складки. Информативными тензодатчиками являются будинированные пласты и дайки. Оценка растяжения по ним может быть наиболее точной, если прослой непластичен и хрупок. Тогда он раскалывается на отдельные сегменты, которые отодвигаются друг от друга, а промежутки между ними заполняются либо за счет вмещающей породы, либо минеральными новообразованиями. В этих случаях расстояние между будинами характеризует удлинение, а расстояние между центрами будин — конечную длину (соответственно полусумма длин соседних будин характеризует начальную длину). Опыт показывает, что во многих случаях относительное удлинение будинированных слоев измеряется сотнями процентов. При этом всегда следует иметь в виду, что будинирующиеся пласты испытывают не только пассивное раздвижение, но и некоторую пластическую деформацию. Поэтому измеряемые величины характеризуют лишь минимальные значения растяжения. Часто встречающееся объемное будинирование позволяет оценить растяжение по двум осям.

Катаклазу и растаскиванию часто подвергаются хрупкие зерна в деформирующихся горных породах. Между обломками зерен нарастают волокнистые одинаково ориентированные минеральные новообразования (например, волокнистый кальцит), свидетельствующие о растяжении и отодвигании обломков друг от друга. Такие же новообразования часто нарастают у границ твердых зерен, в тенях давления. Местами их так много, что толща более чем наполовину оказывается состоящей из однообразно ориентированных минеральных новообразований, свидетельствующих о ее растяжении. Эти и другие проявления стресс-метаморфизма горных пород широко используются для количественных оценок деформации [74, 239], причем они особенно информативны при восстановлении истории нарастающих деформаций.

Особым исследованиям подвергается вращение при деформации. Без его изучения нельзя отличить, например, простой сдвиг от чистого сдвига. Многочисленные методы его изучения описаны в специальной литературе (например, по двойным изгибам полосок в синтетонических порфиробластах). Здесь мы их перечислять не будем. Отметим только, что три компоненты аксиального вектора вращения всегда изучаются независимо от деформации. Когда это правило нарушается (а такие случаи известны), выводы о типе тектонических движений становятся неубедительными.

Имеющиеся в литературе данные о количественных оценках деформаций пока еще немногочисленны, но все же позволяют сделать некоторые выводы, важные, как нам кажется, для понимания путей тектонического расслоения литосферы. Прежде всего следует считать установленным, что в условиях литосферы горные породы способны испытывать большие пластические деформации, течь в твердом состоянии. Следы течения в той или другой мере сохраняются в структуре и текстуре горных пород и во многих случаях могут быть измерены и изучены. Однако для этого требуются специальные исследования, и степень деформи-

рованности горных пород оценена далеко не везде. Там, где это сделано, как правило, обнаружено неравномерное распределение деформаций. В сильно деформированных участках и зонах течения удлинения, измеряемые сотнями и даже тысячами процентов (и соответствующие укорочения в других направлениях), не являются редкостью. Большие пластические деформации широко распространены в складчатых областях, в докембрийском фундаменте платформ, сопровождают тектонические покровы. Таким образом, литосфера в масштабах геологического времени является весьма подвижной, пластичной, легко деформирующейся оболочкой.

Анализ структурных рисунков

Анализ структурных рисунков складчатых областей давно используется для изучения горизонтальных движений земной коры и для воссоздания кинематики развития отдельных ее областей. Перемещение отдельных блоков, скучивание горных масс в одних зонах и раздвижение в других всегда устанавливалось прежде всего путем анализа структурных рисунков. В 30-е годы Р. Штауб и Э. Арган путем анализа глобального структурного рисунка планеты пришли к мобилистическим выводам. В 60-е годы группа академика А.В. Пейве разработала специальные методы и успешно исследовала крупные горизонтальные перемещения по разломам, применяя анализ парагенезов структур и структурных рисунков [73, 120]. В дальнейшем учение о парагенезах структур и структурных рисунках приобрело широкую известность среди советских геологов и было использовано многими исследователями в разных районах Советского Союза от Карпат до Дальнего Востока. До сих пор этот анализ применяется в основном на качественном и полуколичественном уровнях из-за отсутствия достаточного количества точных данных о деформациях горных пород. Надежные количественные оценки кинематики крупных районов осуществлены лишь в отдельных работах, лучшая из которых принадлежит Э. Клоосу [52].

Многочисленные эмпирически выделенные типы структурных рисунков складчатых областей надежно свидетельствуют о значительных горизонтальных перемещениях земной коры при их формировании, т.е. о горизонтальном глыбовом течении литосферы. В специальных работах описаны сдвиговые перекосы и кулисообразно расположенные жилы в оловорудных районах Дальнего Востока, тектонопары на территории Монголии, структуры горизонтального выжимания и нагнетания в Средней Азии, системы крупных сдвиго-надвиговых динамопар на Памире и т.д. Поэтому нет надобности описывать конкретные структурные рисунки, характеризующие тектоническое течение горных масс литосферы. Полезнее остановиться на принципе совместимости деформаций, который лежит в основе анализа структурных рисунков.

Принцип совместимости деформаций определяется тем, что тектонические деформации и перемещения вещества в земных недрах осуществляются в сплошной среде, которая не терпит ни пустоты, ни сдвигания. Так, если какая-либо горная масса ушла из данного объема, то он должен одновременно заполниться другой горной массой, пришедшей из объема, заполняющегося третьей горной массой и т.д. Поэтому деформации и перемещения горных пород не могут быть произвольными, а образуют упорядоченные структурные рисунки. Наблюдаемому на поверхности горизонтальному сжатию в одной зоне должно обязательно соответствовать растяжение в другой и горизонтальное перемещение "блока" в третьей. Но и этого недостаточно. На глубине должно возникнуть встречное, компенсирующее течение со своими зонами перемещений и деформаций разного типа.

Проведя на карте разлом, геолог иногда не задумывается о тех деформациях в близлежащих зонах, которые должны были произойти, чтобы обеспе-

чить возможность закартированным толщам прийти в соприкосновение. При анализе структурного рисунка такие вычисления необходимо сделать. Закартировав интрузию, необходимо решить вопрос о пространстве, занятом ею, и о пространстве, освобожденном внедрившейся магмой.

Из принципа совместимости вытекает ряд следствий. Например, в земной коре однородная деформация не может охватывать значительные площади. Однородная деформация вызывает перемещение вещества, пропорциональное длине деформируемого блока. Поэтому чем крупнее блок, тем грандиознее перемещение его краев при однородной деформации и тем неизбежнее иная, компенсирующая деформация в соседних блоках. В природе это и наблюдается, когда мы всюду фиксируем неоднородную деформацию, а в соседствующих частях крупного структурного рисунка сочетаются противоречивые, компенсирующие друг друга парагенезы структур, представленные зонами горизонтального сжатия, горизонтального растяжения, горизонтального сдвига.

Некоторые простейшие эффекты неоднородной деформации заслуживают особого внимания.

Эффект клина связывает деформации с поступательным перемещением неоднородно деформирующихся блоков и со смещениями вдоль разломов. Этот эффект рассмотрим применительно к расслоению литосферы. Крупные геологические границы (например, поверхность Мохоровичича) во многих местах располагаются не горизонтально, а наклонно. В то же время они разделяют толщи, значительно различающиеся по плотности. Наклонная граница отвечает избыточному количеству потенциальной энергии в такой системе и стремится занять горизонтальное положение, отвечающее минимуму потенциальной энергии. Выплаживание наклонной границы сопровождается неоднородными деформациями и значительными перемещениями масс в выше- и нижележащих толщах. В этом и заключается эффект клина. Если представить себе сечение зоны, включающей наклонную границу, в виде прямоугольника, а след самой границы в виде диагонали этого прямоугольника, то нетрудно показать распределения деформаций в обеих толщах. В начальный момент наклонная граница между толщами занимает положение диагонали прямоугольника, а сечения верхней и нижней толщ имеют форму треугольников, или клиньев, лежащих друг на друге, но обращенных тонкими частями навстречу друг другу. После деформации граница станет горизонтальной, делящей весь рассматриваемый разрез пополам на два узких прямоугольника, соответствующих нижней и верхней толщам. Таким образом, исходные клинья в процессе деформации превращаются в прямоугольники, т.е. их узкие части расширяются, а широкие сужаются. Наибольшие деформации происходят на жонках клиньев, в их середине деформации почти отсутствуют. Но именно средняя часть каждого клина максимально смещается вдоль границы их раздела в направлении от тупого к острому концу клина, т.е. навстречу друг другу. Максимальное относительное смещение средних частей клиньев огромно — равно половине длины клиньев. Очень сильное горизонтальное сжатие охватывает узкие вертикальные зоны на месте острых частей клиньев, широкие зоны незначительного горизонтального растяжения располагаются на месте тупых частей клиньев. Таким образом, зоны горизонтального фронтального сжатия проходят параллельно зонам тылового растяжения, причем верхний и нижний клинья деформируются автономно и зона сжатия в верхнем клине находится над зоной растяжения нижнего клина.

Эффект клина объясняет образование крупных субгоризонтальных срывов со значительными перемещениями по ним и увязывает это явление с узкими субвертикальными зонами сжатия и растяжения. Автономность деформаций в соседних блоках и в соседних слоях расслоенной литосферы хорошо согласуется с подмеченной А.В. Пейве основной особенностью тектонических движений: "Именно в наблюдающейся известной самостоятельности перемещения по

крайней мере крупных структурно обособленных однородных блоков земной коры и заключается главная особенность тектонических движений. Все тектонические теории до сих пор не знали такого механизма движений земной коры, т.е. не считались с тем, что каждый блок обладает как бы самостоятельной 'движущей силой', заключенной в нем самом" [104. С. 42]. Высказываясь так, А.В. Пейве имел в виду не только гравитационные, но и инерционные силы Земли.

С эффектом клина непосредственно связаны эффект выжимания и эффект смены знака деформаций (пресс-эффект и реверс-эффект). Первый создает структурные рисунки, противоположные клин-эффекту по распределению разнотипных деформаций и перемещений. Он характеризует перетекание пластичных масс при неоднородном стрессе из зон коллизии в зоны тектонических убежищ. Таким способом сформировался своеобразный структурный рисунок Афгано-Таджикской депрессии при выдавливании мезозойско-кайнозойских толщ к западу от зоны сжатия Памира и Тянь-Шаня. Второй эффект приводит к тому, что при нарастающей деформации в определенных частях неоднородно деформируемого клина направления сжатия и растяжения со временем меняются местами, создавая иллюзию смены направления тектонических движений. Аналогичный эффект возникает в зонах простого сдвига и чистого сдвига при больших деформациях.

Эффект тектонического сшивания возникает в результате соединения блоков или слоев, ранее разделенных другими блоками или слоями, но пришедших в соприкосновение после отодвигания последних вниз или в сторону. При этом образуется тектонический контакт особого типа (контакт тектонического сшивания, или сутура). Разрывы и сутуры являются двумя противоположными типами тектонических контактов и занимают особые положения в структурных рисунках. Первый является результатом разрыва некогда единого геологического тела, второй — результатом соединения двух ранее разобщенных тел. В середине сутуры обычно сохраняются обрывки исчезнувших блоков или слоев, сильно деформированные, перемешанные, иногда сцементированные магматическим или гидротермальным материалом. По краям эту зону оконтуривают полосы очень сильно деформированных пород каждого из блоков, пришедших в соприкосновение. Однако степень деформированности быстро уменьшается, и на небольшом расстоянии от сутуры блок или слой уже почти не деформирован. Прослеживая сутуры по простиранию, обычно можно найти те блоки или слои, на месте которых она образовалась. Здесь сутура прекращается, переходя в разломы и зоны дробления. Структура сутуры формируется именно на ее концах, за счет которых она разрастается в процессе тектонического сшивания блоков. Крупнейшими сутурами являются офиолитовые швы на месте палеоокеанов. Небольшие, но очень показательные сутуры часто встречаются в виде межбугорных швов в деформированных толщах, состоящих из слоев с резко различающимися реологическими свойствами.

При анализе структурных рисунков все перечисленные особенности неоднородной деформации необходимо учитывать. Они могут помочь по взаимному расположению деформированных зон разного типа восстановить величины перемещения слабо деформированных блоков и восстановить общую картину тектонического течения горных масс.

Глава 3

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРИМЕРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИ РАССЛОЕННЫХ АККРЕЦИОННЫХ СИСТЕМ

ПАЛЕОЗОИДЫ И МЕЗОЗОИДЫ ЕВРАЗИИ

УРАЛ

Характерная особенность Урала — необычайно широкое развитие в его пределах вулканических образований и в том числе офиолитов. Если в большинстве складчато-покровных областей породы офиолитовой ассоциации слагают узкие пояса (сутуры), то на Урале эти комплексы имеют площадную распространённость. Нижние части разреза офиолитов (гарцбургиты, лерцолиты, габброиды) здесь представлены громадными массивами, из которых достаточно назвать такие, как Кемпирсайский, Хабарнинский, Крака на Южном Урале, Войкарский на Полярном Урале и др.

Урал имеет очень четкую тектоническую зональность. Западный склон и осевая полоса Урала представлены существенно осадочными комплексами (многогеосинклиальная зона в старой терминологии); восточный склон Урала сложен вулканогенно-осадочными породами и офиолитами (эвгеосинклиальная зона). От расположенной западнее Русской платформы Урал отделен Предуральским красвым прогибом (рис. 61, см. вкл.).

В основании разреза западного склона и в осевой полосе Урала выходят докембрийские образования, образующие докембрийскую (дорифейскую и рифейскую) континентальную кору. Самые низы разреза представлены глубоко метаморфизованными раннедокембрийскими породами: гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, среди которых иногда фиксируются реликты гранулитов. Выше залегает мощная (до 10 км) серия песчаников, сланцев, известняков и доломитов, среди которых на разных уровнях разреза фиксируются вулканы основного и кислого состава. Этот разрез был выделен Н.С. Шатским как стратотип рифея. По современным представлениям, он охватывает рифей и венд. Венчается разрез грубообломочными молассами вендского возраста. В ряде мест рифейские и вендские образования прорваны гранитами. Позднепротерозойские отложения с несогласием (иногда просто с размывом) перекрыты палеозойскими образованиями.

Отложения нижнего и среднего палеозоя представлены двумя фациальными типами (см. рис. 61). Формации западного фациального типа не отличаются от платформенного чехла Русской платформы (формации шельфа). Однако на западном склоне Урала они интенсивно дислоцированы. В основании залегает толща кварцевых песчаников позднекембрийско-раннеордовикского возраста (этим отложениям на смежной части Русской плиты обычно соответствует перерыв в осадконакоплении). Песчаники перекрыты платформенными известняками, среди которых на разных уровнях появляются кварцевые песчаники и глинистые сланцы.

Восточный фациальный тип отложений резко отличен по своему форма-

ционному составу. В низах разреза спорадически выделяются грубообломочные породы, состоящие из обломков подстилающих докембрийских образований, и аркозовые песчаники. Они ассоциируют с вулканитами контрастного (базальт-липаритового) состава, нередко повышенной щелочности. Выше залегают преимущественно глубоководные породы (известняки, глинистые сланцы, алевролиты) небольшой мощности, но без стратиграфических перерывов. На девонском уровне среди сланцев иногда появляются мощные линзы кварцевых песчаников и алевролитов. Этот формационный комплекс в фаціальном отношении отвечает континентальному склону и подножию [112].

Верхнепалеозойские отложения перекрыты верхнепалеозойскими молассами, в нижней части разреза которых обособляются эвапориты (на юге) или угленосные отложения (на севере). Эти образования выполняют Предуральский красной прогиб и сохранились в ядрах синклиналей на западном склоне Урала.

На восточном склоне Урала существуют отдельные зоны, где выходят метаморфические породы раннего протерозоя. Обычно они приурочены к гранито-гнейсовым куполам, слагают межкупольные участки и провесы кровли в куполах. Контакты с палеозойскими породами, как правило, тектонические.

Нижне-среднепалеозойские осадочно-вулканогенные серии и подстилающие их офиолиты построены в целом однотипно на всем восточном склоне. Отличие заключается в разных возрастах типоморфных формаций и формационных рядов в разных зонах. Эти образования отвечают палеоокеанической структуре.

В основании разреза фрагментарно развиты относительно ненарушенные разрезы офиолитов (Войкарский, Хабаровинский, Кемпирсайский массивы, офиолиты Мугоджар). Начинается разрез гарцбургитами и лерцолитами, которые сменяются выше полосчатым дунит-клинопироксенит-габбровым комплексом и затем габброидами (комплекс меланократового основания). Габброиды в ряде мест переходят вверх по разрезу в классический комплекс "дайка в дайке" и затем в толетовые лавы, не отличимые по составу от лав срединно-океанических хребтов современных океанов [36, 46, 66, 133].

Толетовые лавы вверх по разрезу постепенно переходят в глубоководные осадки (глинистые, кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы) или в вулканиты контрастной серии, состоящие из толетитов, включающих в себя гипабиссальные тела и линзы вулканопирокластических образований кислого состава натриевого ряда (комплексы океанической стадии). Формации океанической стадии обычно перекрывают дифференцированные или андезитобазальтовые вулканогенно-осадочные толщи с большим количеством пирокластики. Венчается вулканогенная серия базальтами и андезитобазальтами с повышенным отношением K/Na по сравнению с нижележащими преимущественно натриевыми вулканитами (переходная стадия развития палеоокеанической структуры).

Существенно вулканогенный разрез перекрыт осадочными породами разного типа. Это известняки, нередко бокситоносные, в других зонах — мощный граувакковый флиш, реже морские угленосные отложения. В отдельных участках появляются базальты с отчетливой калиевой специализацией.

Приведенный генерализованный разрез довольно закономерно повторяется в разных зонах восточного склона Урала, однако возрастные границы составляющих его комплексов закономерно меняются по возрасту от зоны к зоне, охватывая в целом интервал от среднего—верхнего ордовика до конца нижнего карбона. Верхнепалеозойские отложения представлены морскими молассами, которые выше сменяются континентальными.

Вулканогенная (эвгеосинклиальная) полоса восточного склона Урала с востока ограничена досреднепалеозойскими континентальными структурами Казахстана и его северного продолжения под чехлом Западно-Сибирской плиты. Граница уральских структур с восточным обрамлением маркируется красным вулканическим поясом и молассами верхов раннего, среднего и позднего карбона.

Все перечисленные выше главные структурно-формационные зоны (комплексы) Урала в современной структуре имеют тектонические взаимоотношения между собой и представляют собой крупные сложные тектонические покровы, последовательно залегающие друг на друге. Эти тектонические покровы интенсивно деформированы и осложнены системой секущих надвигов, что затрудняет расшифровку внутреннего строения каждого из них.

Автохтонными образованиями являются кристаллические породы фундамента и перекрывающие их рифейские и ниже-среднепалеозойские отложения, относящиеся к внешней шельфовой зоне западного склона Урала. Развитые здесь формации, как и породы кристаллического раннедокембрийского основания, по существу, не отличимы от формаций края Русской плиты, которой они и принадлежали в прошлом до деформации.

Раннепротерозойское основание автохтона обнажается в ядрах крупных антиклинальных структур, таких, как Башкирское поднятие на Южном Урале (Тараташский комплекс гнейсов и кристаллических сланцев), Ляпинское и Харбейское поднятия на Приполярном и Полярном Урале, и в других местах. Рифейские осадочные (карбонатные, терригенные и реже вулканогенно-осадочные) образования слагают ядро Башкирского поднятия, так называемую Осевую или Центрально-Уральскую зону среднего и северного Урала, Ляпинское поднятие Приполярного Урала и ряд других локальных поднятий. Повсеместно они перекрыты терригенными и карбонатными ниже-среднепалеозойскими отложениями платформенного чехла.

Во внутренних зонах Урала, на восточном склоне протерозойские образования такого же типа обнажаются в ядре Сысертско-Ильменогорской (антиформной) структуры. Здесь отсутствуют более молодые образования автохтона. Отдельные фрагменты пород автохтона обнаружены и восточнее, в пределах так называемого Восточно-Уральского поднятия, где среди палеозойских гранито-гнейсовых куполов известны реликты гранулитовых пород и карбонатных образований среднепалеозойского возраста (Мурзинско-Адуйский гранито-гнейсовый купол). Важно отметить, что на восточном склоне Урала, среди вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего палеозоя известны фрагменты кристаллического основания, сопоставимого с таковым западной части Урала, но крайне редки фрагменты чехла, аналогичного западному склону Урала.

Нижний тектонический покров сложен метаморфизованными докембрийскими (преимущественно рифейскими) отложениями, которые перекрываются терригенным нижним палеозоем и глубоководными сланцами и известняками среднего палеозоя, относящимися к формациям континентального склона и подножия. Эти комплексы наиболее широко распространены на Полярном Урале (Лемвинская зона). Южнее они сохранились в ядрах отдельных синформ на Северном Урале (Верхне-Печорская синформа), на Среднем Урале (Нязепетровский аллохтон) и на Южном Урале (Сакмарский аллохтон). Эти же образования на Южном Урале образуют так называемый Уралтауский антиклинорий, представляющий в современной структуре систему тектонических чешуй, надвинутых в западном направлении. Восточные из этих чешуй образованы метаморфизованными породами рифея (максютковский и суваянский комплексы), а западные — среднепалеозойскими глубоководными глинисто-кремнистыми сланцами и известняками.

Фрагменты этого же тектонического покрова в последние годы установлены и на восточном склоне Южного Урала. Здесь широким распространением пользуются гранито-гнейсовые купола, связанные с позднепалеозойским гранитообразованием ("гранитная ось Урала"). В целом это крупная антиформная структура, в которой наряду с гранитами широко развиты рифейские метаморфические

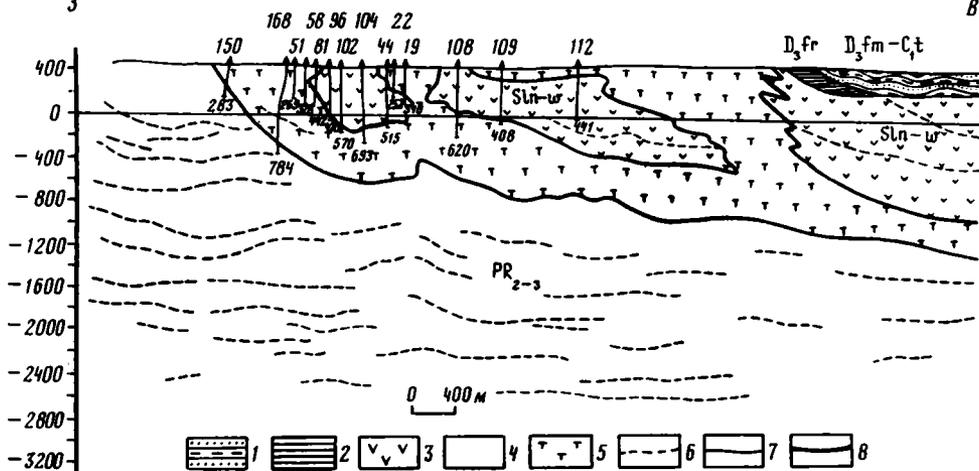


Рис. 62. Геологический разрез через Байгускарровский гипербазитовый массив [49]

1 — фаменский ярус верхнего девона — низы нижнего карбона, зилаирская серия (песчаники, аргиллиты); 2 — франкий ярус, мукасовский горизонт (кремнистые сланцы); 3 — нижний силур (вулканогенно-осадочные образования); 4 — средний и верхний рифей (метаморфические сланцы); 5 — гипербазиты; 6 — сейсмические отражающие площадки; 7 — стратиграфические границы; 8 — тектонические контакты

комплексы. В отдельных отрицательных структурах этой зоны известны ордовикские песчаники и гравелиты, а также кремнистые и кремнисто-глинистые породы нижнего—среднего палеозоя. Детальное их изучение, проведенное К.С. Ивановым, В.Н. Пучковым и др. [45, 113], показало, что эти комплексы по своему составу и возрасту сопоставимы с аналогичными образованиями западного склона Урала. Рифейские метаморфиты в ряде мест тектонически перекрыты вулканогенно-осадочными породами верхнего тектонического покрова (западный борт Восточно-Мугоджарской антиформы, Балкымбайский грабен Восточных Мугоджар, рис. 62). Таким образом, вполне правомерно предположение о том, что палеозойские образования вместе с рифейскими метаморфитами представляют собой фрагменты нижнего тектонического покрова, выходящего на поверхность в антиформах среди образований верхнего тектонического покрова.

Верхний тектонический покров образован вулканогенными и осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего палеозоя. На западном склоне Урала эти образования залегают тектонически на породах нижнего покрова. Граница покровов обычно трассируется зонами серпентинитовых тектонитов и серпентинитовых меланжей, нередко полимиктовых. Фрагменты верхнего тектонического покрова сохранились только в наименее эродированных ядрах синформных складок, таких, как Нязепетровский, Сакмарский аллохтоны и др. Толщи, слагающие верхний покров, занимают основное пространство восточного склона Урала (зеленокаменная полоса Урала). Их подошва (зона надвига) известна под названием Главного Уральского разлома, прослеживающегося вдоль всего Урала и отделяющего преимущественно осадочные и метаморфические образования западного склона от зеленокаменной полосы восточного склона. Этот надвиг в ряде мест доказан бурением и геофизическими данными [140]. Вдоль подошвы верхнего покрова почти повсеместно распространены мощные зоны серпентинитового меланжа, к этой же структуре приурочены наиболее крупные массивы пород меланократового основания офиолитовых комплексов (гипербазиты и габброиды Войкарского, Нуралинского, Хабаровинского, Кемпирсайского и других

массивов). Во всех случаях геологическими и геофизическими данными доказывался бескорневой характер залегания этих массивов.

Во внутренних частях зеленокаменной полосы восточного склона, на границах вулканогенных пород и залегающих тектонически ниже метаморфических комплексов или осадков нижнего покрова также фиксируются зоны серпентинитового меланжа.

Внутренняя структура тектонических единиц (автохтон и покровы)

Автохтонный комплекс построен сложно и неодинаково в разных сечениях западного склона Урала. Восточный борт краевого прогиба и распространенные восточнее среднепалеозойские отложения платформенного чехла осложнены линейными деформациями, распространенными в широкой полосе вдоль всего Урала. Это система чешуйчатых надвигов с отчетливой западной вергентностью. С надвигами сопряжены принадвиговые деформации, которые долгое время рассматривались как система пологих линейных складок. В последнее время удалось доказать, что эти деформации связаны с короблением пород в процессе формирования надвиговых чешуй. Надвиги иногда образуют пологие козырьки, а, судя по геофизическим и буровым данным, вниз плоскости надвигов выполаживаются и сливаются в более или менее единую поверхность срыва. По геофизическим данным, чешуйчатая структура не захватывает породы кристаллического фундамента, поверхность которого полого погружается на восток. Иными словами, чехол в этой зоне сорван со своего основания и скучен за счет многочисленных чешуйчатых надвигов. Тектонический срыв в подошве чехла хорошо доказан для Южного и Среднего Урала [44, 49]. Такой же срыв имеется и в более северной части полосы деформаций. На Полярном Урале геофизически доказана и более высокая поверхность тектонического срыва между среднепалеозойскими карбонатными породами чехла и верхнепалеозойскими терригенными толщами краевого прогиба [98]. Б.Я. Дембовский [32] указывает на существование таких срывов и внутри чехла. Таким образом, внутренняя структура автохтона в этой части определяется существованием пологих поверхностей срыва, в кровле которых происходит интенсивное чешуйчатое надвигообразование, создающее резко дискордантную структуру в породах ниже и выше поверхности срыва и тектоническое скучивание пород в верхних литопластинах.

Восточнее выделяются крупные блоки, сложенные рифейскими отложениями. В частных негативных структурах и в периклиналях сохранились палеозойские отложения чехла, имеющие стратиграфические соотношения с рифеем (Башкирское поднятие на Южном Урале, Ляпинское на севере Урала и др.). Эти блоки рассечены протяженными линейными надвигами (например, Зильмердакский надвиг Башкирского поднятия) и имеют чешуйчатое строение с более крупными, чем западнее, чешуями.

Глубинная структура автохтона в этой части западного склона Урала неясна, но М.А. Камалетдинов [49] предполагает, что рифейские комплексы надвинуты на запад на палеозойские породы и практически лежат в аллохтоне. Буровые данные по западному краю Башкирского поднятия не противоречат такому предположению. В этом случае можно допустить, что рифейские и палеозойские образования вместе сорваны по какой-то поверхности срыва, расположенной глубже (возможно, на границе метаморфического нижнего протерозоя и рифея). Однако такое предположение пока не имеет надежного фактического обоснования.

Нижний тектонический покров изучен недостаточно и его внутренняя структура не всегда поддается расшифровке. На севере Урала это очень сложная чешуйчато-складчатая структура с западной вергентностью. В Лемвинской зоне отдельные

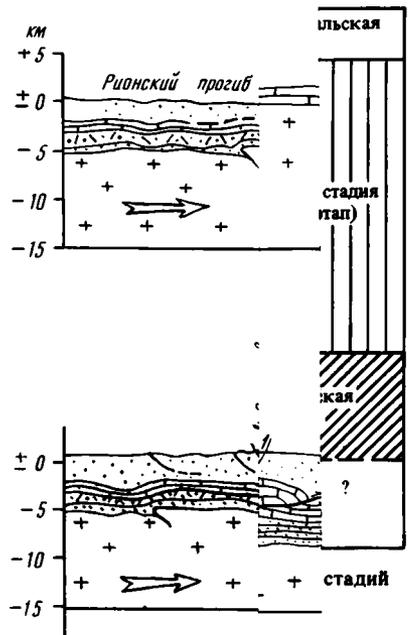
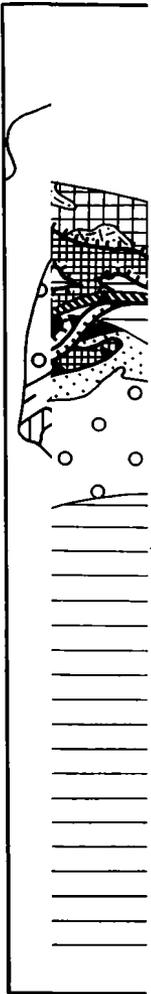


Рис. 63. Скифская зона. Отложения из ряда каноногенных вертикальных даше всего

выражена границей, отвечающей смене недифференцированных толеитовых серий, сходных с океаническими вулканитами (океаническая стадия) и андезитобазальтовыми и дифференцированными вулканитами островодужного типа (рис. 63). В полном соответствии с этой границей меняется возраст и других формационных комплексов и их границ (граница ранних и поздних островодужных формаций, время появления формаций — показатели шарьирования и т.д.).

Использование возраста типоморфных формаций в вертикальном ряду позволяет выделить для зеленокаменной полосы ряд формационных зон, в пределах каждой из которых типоморфные формации примерно одновозрастные (см. рис. 61).

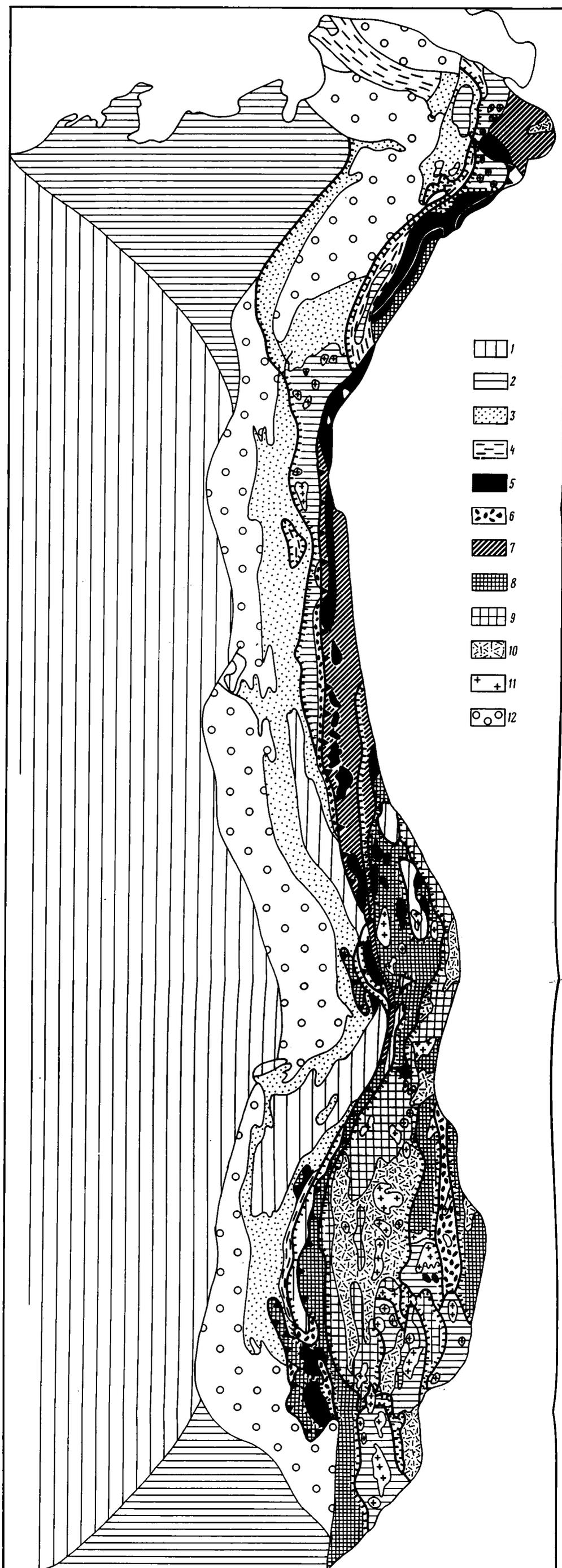


Рис. 61. Основные структурно-формационные зоны Урала

1—4 — области и блоки с докембрийским возрастом континентальной коры: 1 — область с дорифейским возрастом, 2 — область с рифейским возрастом континентальной коры или гранитно-метаморфического слоя, 3 — палеозойские отложения шельфа, 4 — палеозойские отложения континентального склона и подножия; 5—12 — ниже-среднепалеозойская палеоокеаническая структура (загеосинклинальная зона): 5 — породы меланократового основания, 6 — рифтогенные комплексы, 7 — Тагильская зона (смена океанической стадии, переходной в раннем силуре), 8 — Западная и Восточная зоны (смена океанической стадии, переходной с конца девона), 9 — Осевая зона (смена океанической стадии, переходной в середине девона), 10 — комплексы предконтинентальной стадии, 11 — граниты, 12 — молассы краевого прогиба

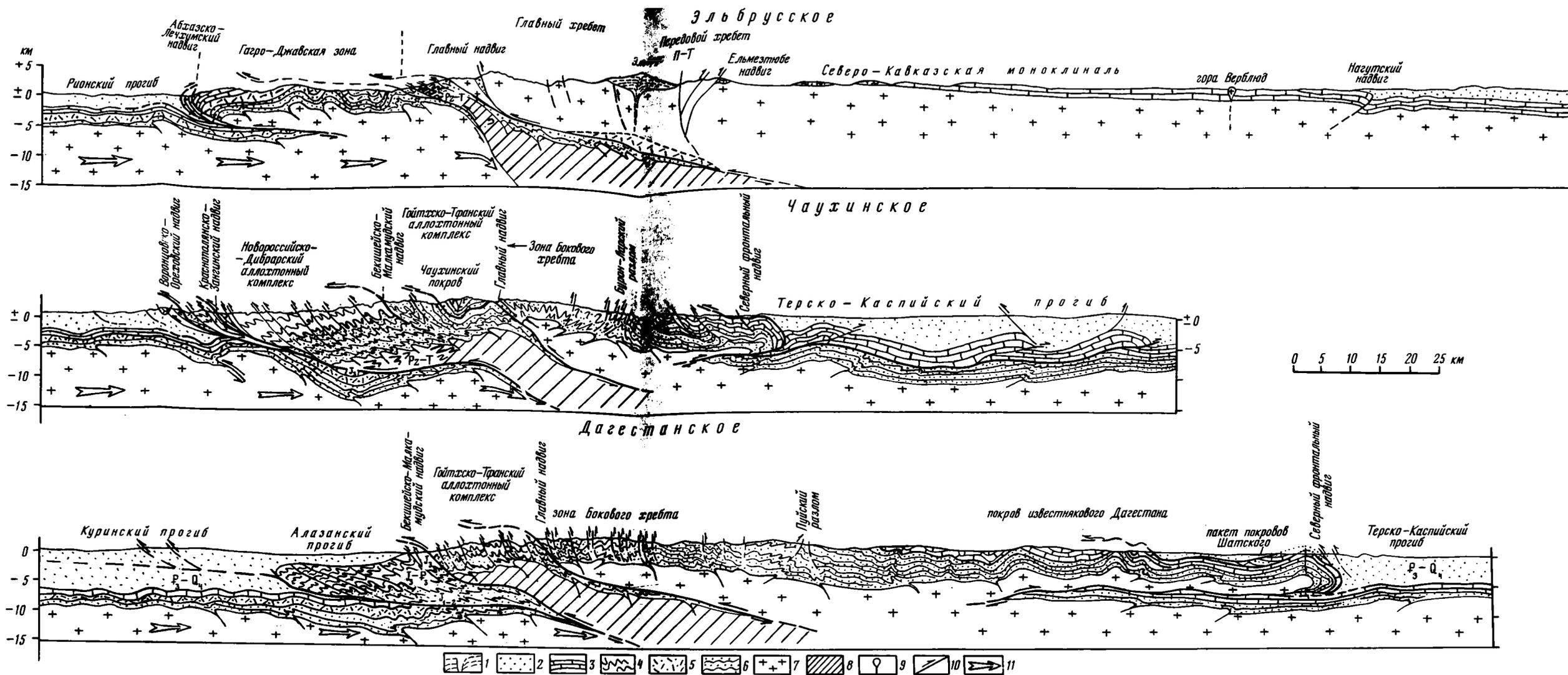


Рис. 87. Профили через Большой Кавказ с показом предполагаемого строения на глубине (Эльбрусское, Чаухинское и Дагестанское пересечения)

1 — позднеллювио-голоценовые эффузии вулкана Эльбрус; 2 — молассы; 3 — мальмозеновые мелководные осадки; 4 — то же, субфлишевые и флишевые; 5 — байос-батские отложения Закавказской плиты (в том числе порфириновая серня); 6 — нижне- и среднеюрские отложения; 7 — доюрское основание Закавказской и Скифской плит; 8 — субстрат Гойтхско-Тфанского и Новороссийско-Дибрарского покровных комплексов; 9 — альпийские интрузии; 10 — разломы и поверхности шарьирования; 11 — направление преобладающего перемещения коровых масс. П-Т — Пшекиш-Тырнмаузский разлом

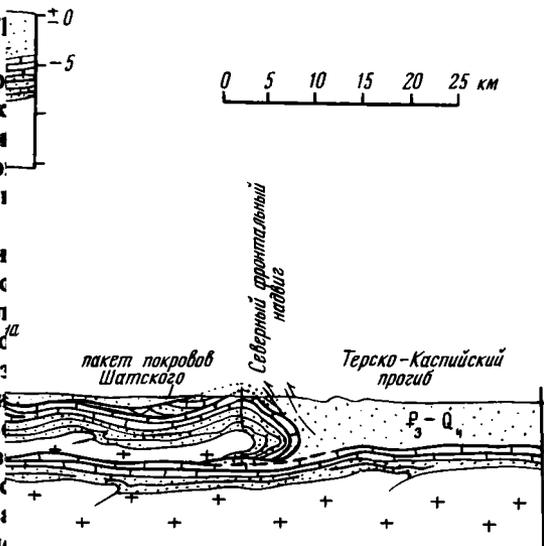
массиво
вается б
Во ви
вулкан
плексов
вого мел



Авто
западн
ные вос
линейны
Урала.

ностью.
рассмат
удалось
цессе Ф
козырьк
выполая

По геоф
лической
Иными
многочи
рошо де
и в бол
чески де
непалеоз
генными
существо
тура ав
ностей с
образов
поверхн



Восто
В частн
ские отс
плексов; 8 — субстрат Гойтхско
(Башкир
блоки р
ский на
крупным

Глуби
но М.А.
на запад

данные по западному краю Башкирского поднятия не противоречат такому предположению. В этом случае можно допустить, что рифейские и палеозойские образования вместе сорваны по какой-то поверхности срыва, расположенной глубже (возможно, на границе метаморфического нижнего протерозоя и рифея). Однако такое предположение пока не имеет надежного фактического обоснования.

Нижний тектонический покров изучен недостаточно и его внутренняя структура не всегда поддается расшифровке. На севере Урала это очень сложная чешуйчато-складчатая структура с западной вергентностью. В Лемвинской зоне отдельные

Возраст	Тагильская зона	Западно-Магнитогорская зона	Осевая зона	Восточно-Уральская зона
D ₃		Переходная стадия (поздний этап)	Переходная стадия (поздний этап)	
D ₂	Переходная стадия (поздний этап)		Переходная стадия (ранний этап)	Переходная стадия (ранний этап)
D ₁		Переходная стадия (ранний этап)	Океаническая стадия	
S ₂	Переходная стадия (ранний этап)			
S ₁	Океаническая стадия	Океаническая стадия	? ?	Океаническая стадия
O ₂₋₃	Океаническая стадия			
	? ?	? ?		? ?

Рис. 63. Схема соотношения формационных комплексов океанической и переходной стадий

чешуи сложены метаморфическим рифеем фундамента палеозойских пород, в более южных зонах (Верхне-Печорская) комплексы основания отсутствуют. Тектонически подстилающие их породы автохтона деформированы значительно слабее. В этих зонах несомненно существует тектоническая дискордантность между структурами автохтона и нижнего покрова.

Для западного склона Урала характерно залегание непосредственно на автохтоне палеозойского чехла нижнего покрова, а метаморфические породы основания крайне редки. Иными словами, на западном склоне палеозойские толщи нижнего покрова сорваны со своего основания и интенсивно тектонически скучены. В противовес этому на восточном склоне Урала метаморфические рифейские комплексы слагают обширные поля в крупных антиформах (Уралтауская и Эбетинская на Южном Урале, Восточно-Мугоджарская в Мугоджарах), а палеозойский чехол на них сохранился только в отдельных местах. Даже в этих случаях чехол обычно слагает самостоятельные тектонические пластины, отделенные от основания поверхностями шарьяжей или чешуйчатых надвигов (Эбетинская антиформа, Уралтауская структура).

Верхний тектонический покров построен очень сложно и состоит из ряда самостоятельных пластин. Выше, при описании формационного ряда вулканогенных пород зеленокаменной полосы было отмечено, что закономерный вертикальный ряд формаций в каждой конкретной зоне имеет свои возрастные датировки однотипных формаций и их границ. Эта закономерность лучше всего выражена границей, отвечающей смене недифференцированных толеитовых серий, сходных с океаническими вулканитами (океаническая стадия) и андезитобазальтовыми и дифференцированными вулканитами островодужного типа (рис. 63). В полном соответствии с этой границей меняется возраст и других формационных комплексов и их границ (граница ранних и поздних островодужных формаций, время появления формаций — показателей шарьирования и т.д.).

Использование возраста типоморфных формаций в вертикальном ряду позволяет выделить для зеленокаменной полосы ряд формационных зон, в пределах каждой из которых типоморфные формации примерно разновозрастны (см. рис. 61).

Наиболее древняя — Тагильская зона, в которой океанические толеиты сменяются островодужными вулканитами в раннем силуре. Эта зона протягивается в самой западной части зеленокаменной полосы на Среднем и Северном Урале. Восточнее ее выделена Западно-Магнитогорская зона (смена толеитов островодужными вулканитами в конце силура — начале девона). Зона расположена восточнее Тагильской на Среднем и Северном Урале, а южнее ее граница срезает Тагильскую зону и прослеживается отрывочно вдоль западной границы зеленокаменной полосы. Еще восточнее расположена Осевая зона (смена толеитов островодужными формациями в среднем девоне). На востоке зеленокаменной полосы выделяется еще одна зона, где рассматриваемая граница — маркер удревняется (проходит в позднем силуре).

Породы в рассмотренных зонах круто или полого наклонены на восток, а сами они в современной структуре представляют собой обособленные сложные тектонические пластины (или пакеты пластин), последовательно шарьированные друг на друга с востока на запад. Границы между зонами обычно фиксируются поясами серпентинитового меланжа (Серовско-Маукский, Дегтярский, Присакмарский и др.).

Шарьяжная внутренняя структура верхнего тектонического покрова осложнена последующими продольными надвигами, которые в западной и центральной ее части имеют западную, а в восточной — обратную (восточную) вергентность, прямо противоположную более раннему (шарьяжному) этапу формирования структуры (рис. 64). Эти надвиги связаны с поздними стадиями развития Уральской структуры (после раннего карбона) и скорее всего относятся к разряду так называемых ретронадвигов или ретрошарьяжей. На шарьяжно-надвиговую структуру накладываются крупные и более мелкие складчатые формы, создающие соответствующие синформы и антиформы. Примером крупной синформы является так называемый Магнитогорский синклиниорий Южного Урала. На западном склоне Урала такими синформами, в ядрах которых сохранились остатки верхнего тектонического покрова, являются уже упоминавшиеся Сакмарская, Кракинская, Нязепетровская и другие структуры.

Чрезвычайно интересен вопрос о тех поверхностях, по которым происходил срыв верхнего тектонического покрова и его частных пластин. В основании тектонических пластин распространены серпентинитовые меланжи. Помимо вулканических пород океанического и островодужного типа, они всегда включают в себя блоки габброидов меланократового основания, заключенные в серпентинитовом тектоните. Можно думать, что в процессе шарьирования произошла дезинтеграция габбровой части разреза, но этот процесс существенно не затронул более низкие мантийные (дунит-гарцбургитовые) комплексы, так как крупные ненарушенные глыбы таких пород в меланжах отсутствуют. Таким образом, граница срыва частных пластин верхнего покрова проходила где-то вблизи палеоповерхности Мохоровичича (между дунит-гарцбургитовой и габбровой частями разреза меланократового основания).

В подошве верхнего покрова, вдоль его западного ограничения распространены крупнейшие массивы дунит-гарцбургитовых пород, нередко обрамленных габброидами (Войкарский и другие массивы Полярного Урала; Нуралинский, Хабаровинский, Кемпирсайский массивы Южного Урала и др.). Казалось бы, в этом случае можно говорить о более глубокой (внутримантийной) поверхности срыва. Однако оказалось, что ультрабазиты образуют ядра крупных наклоненных и лежащих складок, иногда бескорневых (Хабарнинский массив), которые формировались в процессе надвигания верхнего тектонического покрова (рис. 65). Судя по геофизическим данным, таким же бескорневым ядром складки является и Войкарский массив. Гипотетическая модель формирования этих структур предполагает главный срыв по поверхности Мохоровичича с образованием в подошве гигантских складок волочения, в которые затягиваются крупные блоки

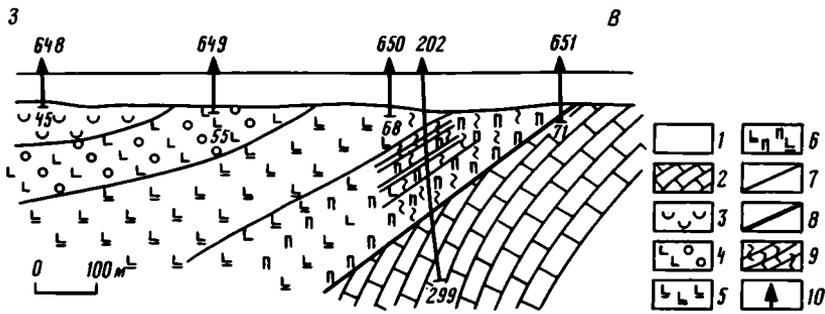


Рис. 64. Геологический разрез зоны Кизиловского надвига в районе оз. Колтубан по Ю.Л. Куваевскому

1 — четвертичные отложения (глины, пески); 2 — известняки кизиловской свиты визейского яруса; 3—6 — средний девон, живетский ярус, улутауская свита: 3 — туфы и туфопесчаники, 4 — порфириды плагиоклазовые, 5 — порфириды пироксеновые, 6 — порфириды пироксен-плагисклавовые и вулканическая брекчия; 7 — стратиграфические границы; 8 — тектонический контакт; 9 — зона дробления; 10 — скважины

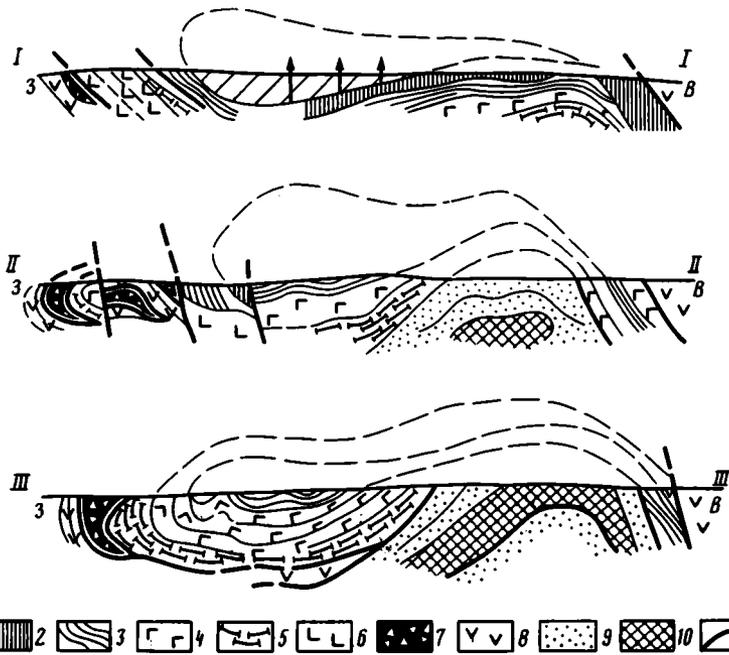


Рис. 65. Геологические профили через Хабарнинский офиолитовый массив

1 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 — дуниты; 3 — полосчатый (дунит-клинопироксенит-габбровый) комплекс; 4 — габбронды; 5 — амфиболиты; 6 — диабазы; 7 — меланж; 8 — силурийско-девонские вулканогенно-осадочные отложения; 9 — нижне-среднеордовикские отложения; 10 — доордовикские отложения; 11 — шарьяжи и надвиги; 12 — скважины

нижележащего мантийного материала (рис. 66). Вполне вероятно, что для верхнего тектонического покрова граница срыва (и граница палеоокеанической литопластины в целом) отвечала границе кора—мантия палеоокеанической структуры:

Короткая характеристика внутреннего строения автохтона и перекрывающих его крупных литопластин (тектонических покровов) показывает, что внутренние деформации в этих литопластинах дискордантны по отношению друг к другу, а поверхности, по которым происходил их срыв, были разными в разных литопластинах.

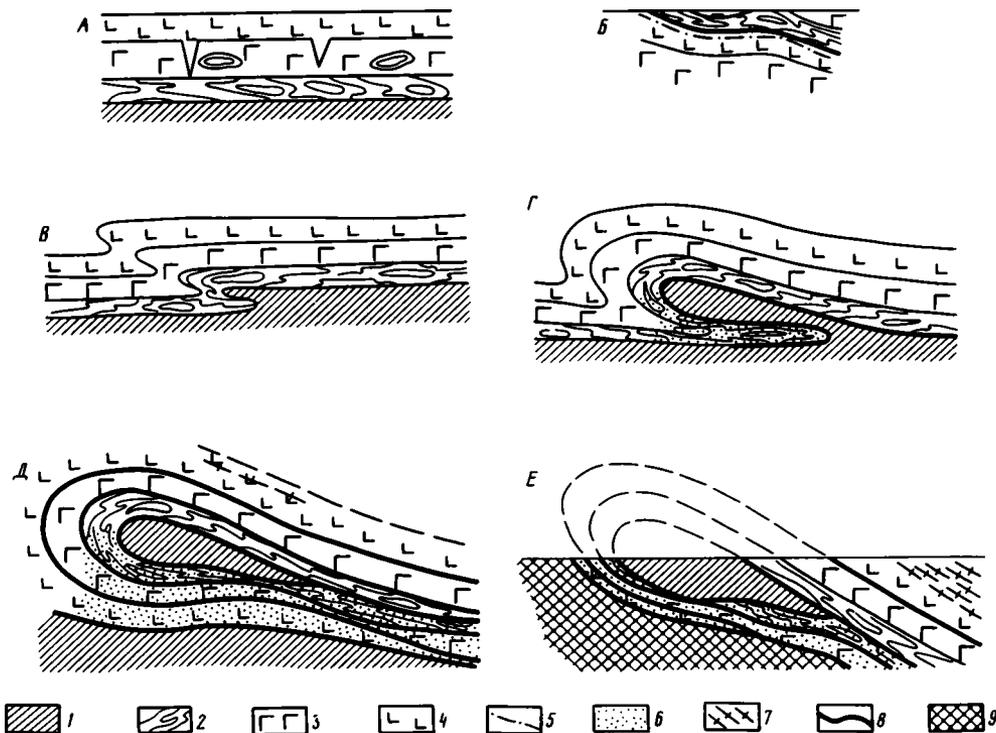


Рис. 66. Схема преобразования структуры пород меланократового основания

1 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 — полосчатый комплекс; 3 — габброиды; 4 — амфиболитизированные диабазы, комплекс параллельных даек; 5 — пироксен-плагноклазовые тектониты; 6 — метаморфиты повышенных давлений; 7 — плагнограниты; 8 — бластомилониты и зоны межпластовых проскальзываний; 9 — многоэосинклинальные отложения. А—Е — последовательные стадии формирования структуры офиолитового массива

Время формирования тектонических покровов

Одна из труднейших задач — определение времени становления конкретных тектонических покровов и отдельных пластин или пакетов пластин, слагающих эти покровы. Верхний возрастной предел формирования таких структур определяется возрастом неоавтохтона, а начало их формирования — появлением специфических формаций, фиксирующих в осадках движение тектонических пластин (олистостромы, флишевые формации). Однако, как показывают исследования последних лет, такие формации могут возникать в разных условиях и необходимы специальные дополнительные данные, позволяющие утверждать, что именно эта конкретная олистострома или флиш фиксируют покровообразование. Изучение сложных складчато-покровных сооружений, таких, как Урал, показало, что в разных тектонических зонах и даже в разных их частях покровообразование осуществлялось в разное время. Необходимые для решения вопроса данные должны быть получены для каждого конкретного места, что практически невозможно. Это краткое введение сделано для того, чтобы была понятна степень конкретности определения возраста шарьяжей в такой громадной и разнородной структуре, как Урал.

Признаки формирования наиболее древних покровных структур известны в верхнем тектоническом покрове (зеленокаменная полоса). Так, в Тагильской зоне

(нижняя пластина) в позднем силуре — раннем девоне появляются образования олистостромового типа, возможно свидетельствующие о шарьяжеобразовании. В следующей пластине (Западно-Магнитогорская зона) олистостромовые толщи (офиолитокластовые) известны в отложениях раннего—среднего девона. Раннедевонские олистостромы выявлены в Сакмарском аллохтоне [128], хотя их принадлежность к Западно-Магнитогорской пластине здесь мало вероятна. Глыбовые горизонты франкского возраста описаны в вышележащей пластине (Осевая зона) [136].

Было высказано предположение, что время шарьирования омолаживается также закономерно, от зоны к зоне (от пластины к пластине), как и время смены океанических толентов островодужным вулканизмом [110].

Следующий крупный этап шарьирования связан с формированием грауваккового флиша (зилайрская свита) фаменско-турнейского возраста. Эта формация сложена турбидитами, обломочный материал которых в основном состоит из пород зеленокаменной полосы. Граувакковый флиш наиболее широко распространен на Южном Урале, хотя известен фрагментарно и в более северных его районах. Породы этой формации связаны не только с толщами верхней тектонической пластины, но распространяются также в отложениях нижней тектонической пластины и чехла автохтона. По-видимому, флиш отвечает широкой зоне дистальных фаций турбидитов, связанных с мощными шарьяжеобразующими движениями во внутренних частях зеленокаменной полосы. Если такое предположение верно, то именно в это время происходит тектоническое сближение палеоокеанической структуры с ее западным обрамлением (Русской плитой).

Существенная структурная перестройка в верхнем покрове (зеленокаменная полоса) связана с ранним карбоном. К этому времени оформляются три структурно-фациальные зоны: контрастные вулканы на западе и востоке и угленосные отложения между ними. Эти зоны хорошо прослеживаются вдоль Южного Урала, а меридиональные границы между ними косо пересекают границы между рассмотренными выше тектоническими пластинами (рис. 67). И вулканы, и угленосные отложения сменяются выше однотипными мелководными известняками, которые распространяются на весь поперечник зеленокаменной полосы Южного Урала. В основании этого комплекса (особенно угленосных отложений и известняков) нередко фиксируется резкое угловое несогласие. Все перечисленные признаки позволяют определить комплекс как ранний (первый) неоавтохтон, запечатывающий уже сформированную шарьяжную структуру внутри верхнего тектонического покрова. Не исключено, что подобные еще более древние неоавтохтонные комплексы возникли и раньше. Например, известняковые образования среднедевонского возраста несогласно запечатывают структуры Тагильской зоны и, возможно, представляют собой первый неоавтохтон для этой структуры.

Надвиговые и шарьяжные перемещения в верхнем тектоническом покрове продолжались и после раннего карбона. В западной части покрова нередко возобновляются движения по существовавшим ранее тектоническим горизонтам, а на востоке формируются ретронадвиги и ретрошарьяжи восточной вергентности. В них участвуют и нижнекаменноугольные отложения первого неоавтохтона.

В пределах зеленокаменной полосы локально распространены грубообломочные (морская моласса) верхнепалеозойские отложения. К сожалению, они довольно плохо изучены (во всяком случае, с необходимой направленностью) и трудно сказать, являются ли они вторым неоавтохтоном или фиксируют этап формирования ретронадвигов. Триасово-юрские угленосные отложения несомненно запечатывают все структуры предыдущих этапов и могут рассматриваться как верхний неоавтохтон.

Очень трудно определить время тектонического совмещения нижнего и верхнего тектонических покровов. К сожалению, офиолито-кластовые олистостромы в породах нижнего покрова неизвестны (хотя подозрение на их присутствие в ранне-

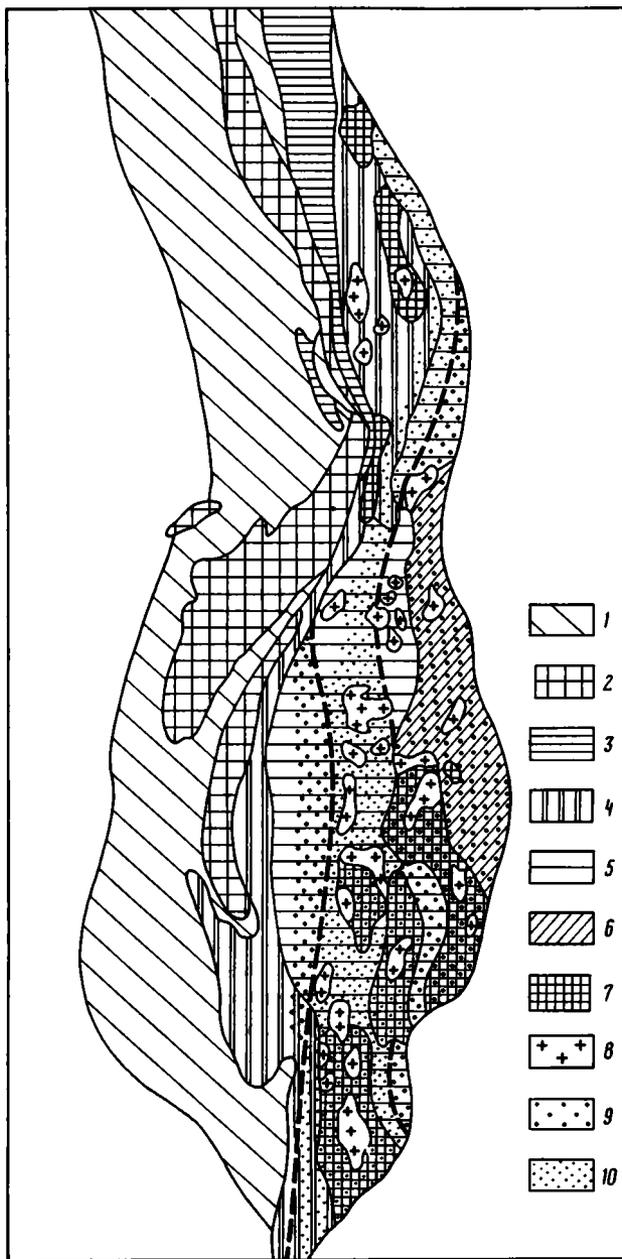


Рис. 67. Схема соотношения основных формационных зон предконтинентальной стадии со структурным планом докаменноугольного этапа

1 — миогеосинклинальная зона, палеозойские отложения; 2 — рифейско-нижнекембрийские отложения; 3 — Тагильская зона; 4 — Западная зона; 5 — Осевая зона; 6 — Восточная зона; 7 — гнейсово-мигматитовые комплексы; 8 — граниты; 9, 10 — области распространения формаций предконтинентальной стадии: 9 — вулканогенно-осадочных, 10 — песчано-сланцевой (углелосной)

каменноугольных отложениях есть). Нет здесь также заведомых неавтохтонных комплексов, более древних, чем мезозойские. Ясно только, что такое совмещение произошло после силура — раннего девона, так как в ядрах Сакмарской и Нязепетровской синформ западного склона вулканиты зеленокаменной полосы тектонически перекрывают отложения этого возраста, относящиеся к нижнему покрову.

Не менее сложно определить время тектонического совмещения нижнего покрова с автохтоном. На севере Урала в состав нижнего покрова входят отложения верхнего карбона — низов перми, т.е. окончательное совмещение произошло позже. Однако уже в ранней перми краевого прогиба отмечаются обломки пород, слагающих нижний покров. На юге Урала это сближение или совмещение, возможно, произошло несколько раньше. В поздней перми на севере Урала и несколько раньше на юге появляются грубые обломки пород зеленокаменной полосы, что косвенно свидетельствует о сближении (или совмещении) всех трех тектонических единиц к этому времени.

Неоавтохтон, запечатывающий все структуры (включая и чешуйчатые надвиги краевого прогиба), имеет триасовый возраст на юге Урала и юрский на севере.

Главные тектонические единицы (автохтон, нижний и верхний тектонические покровы) в нижнем и среднем палеозое отвечали различным палеотектоническим обстановкам, которые достаточно хорошо коррелируются с обстановками современности. Автохтонный комплекс, продолжающий на восток образования Русской плиты, отвечает шельфовым окраинам континента. Глубоководные осадки нижнего покрова в прошлом представляли собой отложения континентального подножия пассивной континентальной окраины, что было прекрасно аргументировано в работах В.Н. Пучкова [112]. Вулканогенно-осадочные формации верхнего тектонического покрова отвечают формированию океанической коры и ее последовательной эволюции в процессе тектогенеза. К сожалению, отсутствие палеомагнитных данных не позволяет оценить ширину этой палеоокеанической структуры, а любые косвенные палинспастические построения оказываются спекулятивными из-за ненадежности данных по восточному обрамлению Урала.

Становление складчато-покровной структуры Урала обусловлено последовательной обдукцией литопластин океанической и окраинно-океанической коры друг на друга и на континентальную кору Русской плиты. Как известно, этот процесс может происходить при надвигании океанической коры на континентальную и при поддвигании континентальной коры под океаническую. Существуют некоторые критерии, позволяющие определять, какой из этих механизмов действует. Однако аргументация потребовала бы привлечения большого объема данных по магматизму и особенностям структуры, что вряд ли целесообразно в данном разделе. Поддвигание литопластин океанической коры было определяющим на начальных стадиях формирования внутренней структуры верхнего тектонического покрова. В остальных случаях обдукция осуществлялась в основном за счет поддвигания континента под палеоокеаническую структуру.

Процесс тектонического сдвигания океанической коры начался в палеоокеанической структуре еще в среднем палеозое. Этот процесс проходил одновременно с раздвиганием и формированием новой океанической коры во внутренних частях этой структуры. В этой системе тектоническому сдвиганию (скупиванию) океанической коры отвечают островодужные вулканические комплексы, а раздвигание (спрединг) фиксируется накоплением недифференцированных океанических толентов. С этим процессом связаны ранние олистостромы пластин, составляющих верхний тектонический покров.

Фаменско-турнейский граувакковый флиш отвечает смене тектонической обстановки. В это время завершалось становление пакетов тектонических пластин верхнего покрова на всем поперечнике палеоокеанической структуры. Одно-

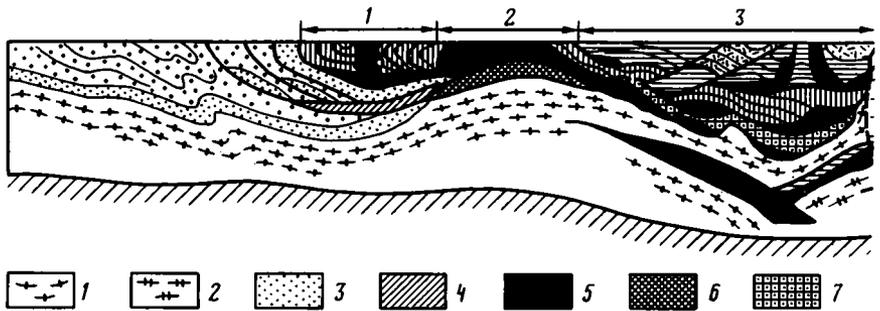


Рис. 68. Принципиальный геологический разрез через эвгеосинклинальную зону Южного Урала

1 — фундамент Русской плиты; 2 — гранитно-метаморфический слой восточного обрамления; 3 — мнгоэосинклиальный чехол (шельфовые комплексы); 4 — комплексы континентального склона; 5 — комплексы меланократового основания (включая серпентинитовые меланжи); 6 — рифтогенные комплексы; 7—9 — формационные комплексы: 7 — Тагильской зоны, 8 — Западной и Восточной зоны, 9 — Осевой зоны; 10 — комплексы предконтинентальной стадии; 11 — молассы континентальной стадии; 12 — верхнепалеозойские граниты; 13 — современное положение поверхности Мохоровичича; 14 — разломы. Тектонические зоны: 1 — Сакмарский аллохтон, 2 — Хабаровинский массив, 3 — Магнитогорский синклиорий, 4 — Восточно-Уральское поднятие, 5 — Денисовская зона

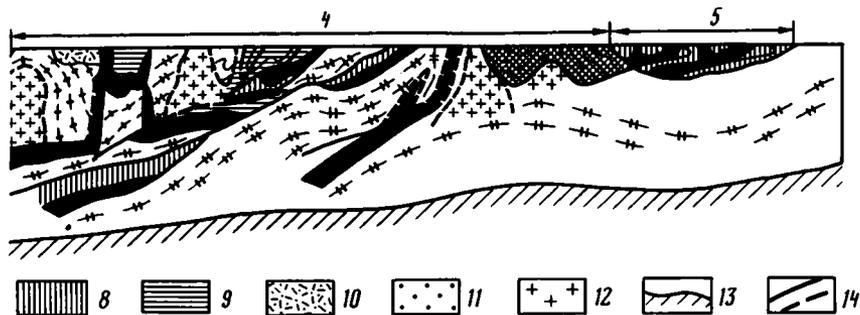
временно происходило существенное сближение скученного материала бывшей палеоокеанической структуры с материковой окраиной, что привело к проникновению дистальных флишевых фаций далеко на запад, в область существования континентальной коры.

Раннекаменноугольный неавтохтон фиксирует становление верхнего тектонического покрова как единого целого. И хотя позднее продолжают подвижки по тем же швам, они явно подчинены. Можно допустить, что в некоторых местах верхний тектонический покров уже к этому времени был обдуцирован на зону континентального подножия.

Литопластины, формирующие верхний покров и сам верхний покров в целом, ограничивались снизу поверхностями срыва, примерно совпадавшими с палеограницей М.

В дальнейшем продолжалось дальнейшее поддвигание края континента под бывшую океаническую структуру. При этом происходило "соскребание" осадочного чехла континентального подножия и шельфа со своего метаморфического основания и сгуживание его перед фронтом океанических литопластин. Этот процесс реализовался образованием разноглубинных поверхностей срыва и сложных чешуйчато-надвиговых структур в срывающихся литопластинах. В результате под палеоокеанические комплексы верхнего покрова попало в основном метаморфическое основание континентальной окраины, а перекрывавший его чехол сохранился лишь фрагментарно. В дальнейшем, вероятно, в связи с мобилизацией гранитного вещества возникли положительные структуры (антиформы), в ядрах которых из-под верхнего покрова обнажаются на современном срезе породы автохтона и нижнего тектонического покрова (рис. 68).

Предложенная модель предусматривает формирование складчато-покровной структуры Урала за счет дифференцированного движения сравнительно тонких литопластин, которые возникали при разноглубинном тектоническом расслоении коры. Это не исключает дифференцированного движения литопластин на более глубоких уровнях. Но для их выявления требуется иная методика и привлечение другого вида геологических данных. Мы пытались использовать те выводы, которые вытекают из анализа геологического материала, полученного при непосредственном геологическом картировании.



Вполне возможны модификации рассмотренной модели. Ряд исследователей [38] предполагают, что выходы метаморфических комплексов на восточном склоне Урала из-под палеоокеанических литопластин фиксируют микроконтинент, ранее отколовшийся от Русской плиты. Такая модель имеет право на существование, но она принципиально не изменяет основных выводов, лишь усложняя механизм становления структуры.

В этой работе в основном было рассмотрено взаимоотношение палеоокеанической структуры с ее западным обрамлением. Есть все основания полагать, что восточная окраина развивалась не симметрично по отношению к западной. Здесь, вероятно, главным был механизм поддвига океанической коры под континентальную. Однако имеющийся материал не позволяет расшифровать восточный край Уральского сооружения столь же детально, как и западный.

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Структура большей части Тянь-Шаня сформирована варисцийскими движениями. Часть варисцийского Тянь-Шаня, которая находится на территории СССР, — это среднее звено Урало-Тянь-Шаньского варисцийского складчатого пояса. Варисциды Тянь-Шаня на севере граничат с Киргизскими каледонидами. У южной границы находятся Таримская древняя платформа, Таджикско-Каракумский массив (он, вероятно, имеет каледонскую структуру) и область альпийских структур Памира. Варисцийский Тянь-Шань традиционно разделяют на Южный Тянь-Шань и Срединный Тянь-Шань. Киргизские каледониды называют Северным Тянь-Шанем. Южный Тянь-Шань представляет собой тектонически расслоенную складчато-покровную систему. Ее западное продолжение находится на территории пустыни Кызылкум, где складчато-покровные комплексы выведены на земную поверхность в хребте Нурату, горах Мурунтау, Букантау и др. Восточное окончание этой системы расположено на территории Китая.

От кембрия до среднего карбона на территории Тянь-Шаня существовал Туркестанский бассейн с океанической корой. Сутура этого палеоокеана проходит через Аральское море, Кызылкум, Фергану и далее в Центральный и Восточный Тянь-Шань. В раннепалеозойское и среднепалеозойское время Туркестанский палеоокеан отделял Киргизский микроконтинент от расположенного южнее и западнее Европейско-Таримского континента. О времени заложения океанической структуры, вероятно, свидетельствуют контрастные серии щелочных вулканитов, известные в позднерифейских—вендских разрезах краевой части Киргизского континента на территории Пскемского хребта на западе и хребта Сарыджаз — на востоке. Туркестанская океаническая структура, вероятно, возникла рифтогенным путем при расколе протерозойского континента. Данные о кембрийском вулканизме в горной части варисцийского Тянь-Шаня фрагментарны. На его западном продолжении в Центральном Кызылкуме развита мощная толща кембрий-

ских вулканитов основного состава. Океанические вулканиты ордовика, силура, раннего девона и среднего девона распространены в варисцидском Тянь-Шане. Вероятно, все это время существовала зона спрединга. Прекратился океанический вулканизм в живетском веке.

На южной окраине Киргизского континента на территории Чаткальского хребта в силуре и раннем девоне происходили излияния андезитовых лав. Вероятно, на северной окраине Туркестанского океана происходило погружение океанической коры под Киргизский континент. О том же свидетельствует глаукофансланцевый метаморфизм пород краевой части океана в силурийское время.

От живетского века до намюра в варисцидском Тянь-Шане отсутствовал как океанический, так и андезитовый вулканизм. Указанный интервал характеризуется наибольшей трансгрессией моря в пределы Киргизского континента и широким развитием батиальных кремнистых осадков в пределах океана и его окраинных морей. Наибольшее распространение кремнистые отложения имели в намюрском веке.

Признаки возобновления погружения туркестанской океанической коры под край Киргизского континента появляются в намюре, когда на краю этого континента возник пося андезитового вулканизма. Породы этого краевого вулканического пояса обнажены в Срединном Тянь-Шане и прослежены под чехлом молодых отложений далеко на запад. В карбоне в Туркестанском океане уже не было океанического вулканизма, не было спрединга. В таких условиях поглощение океанической коры на северной окраине океана привело к быстрому закрытию океанической структуры. В башкирское время андезитовый вулканизм в краевом поясе сменился кислым вулканизмом. Вероятно, в это время начался процесс коллизии Киргизского и Европейско-Таримского континентов. В среднем карбоне в процессе закрытия Туркестанского палеоокеана были сформированы обширные шарьяжи. Эти шарьяжи сложены породами, образовавшимися во внутренней части палеоокеана и на его обеих окраинах, из которых южная была пассивной, а северная — активной.

Структурные единицы варисцид Тянь-Шаня

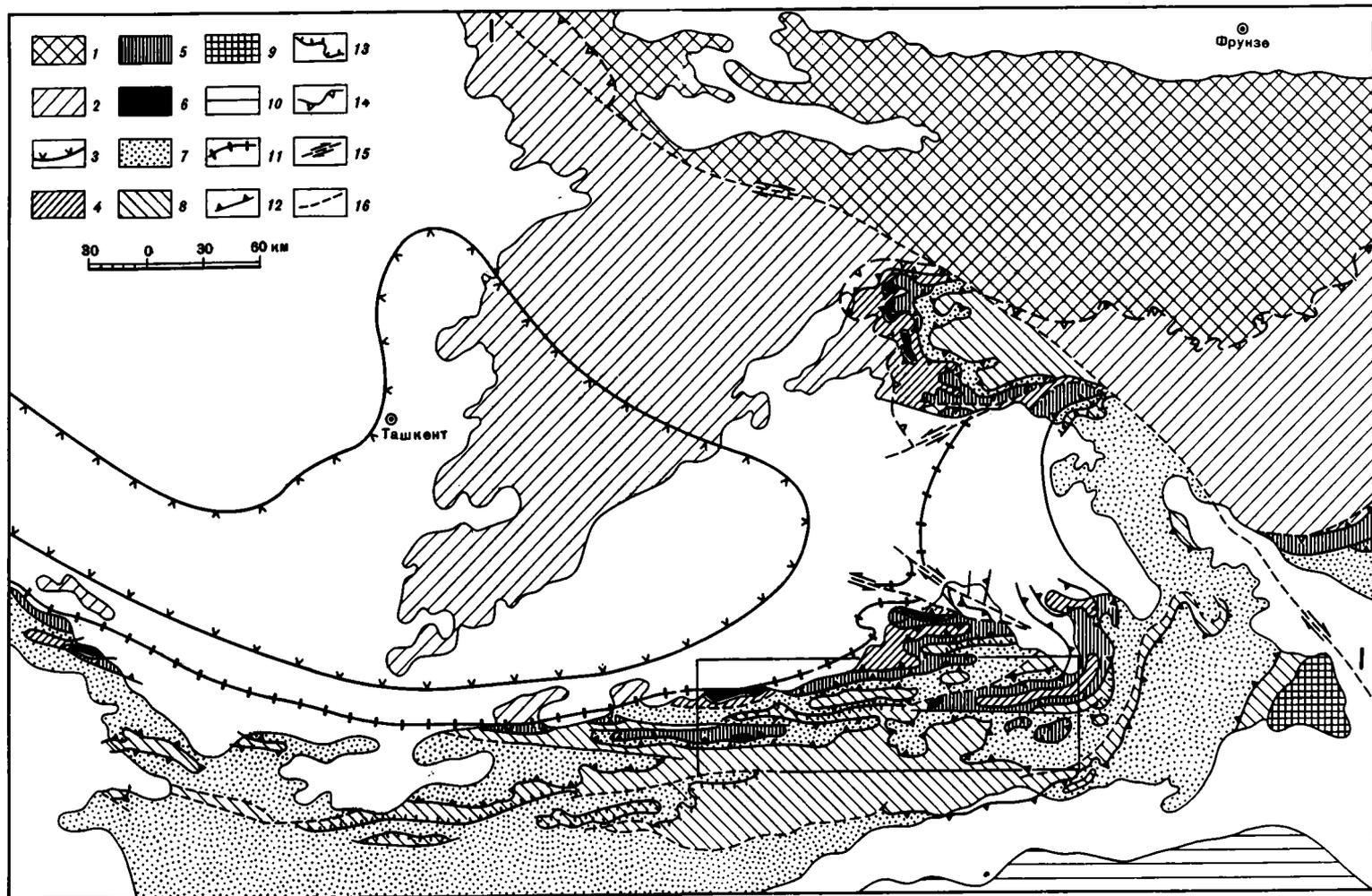
В геологическом разрезе варисцид Тянь-Шаня можно выделить комплекс автохтона и параавтохтона, три аллохтонных комплекса и неоавтохтон (рис. 69, 70). Строение этих комплексов выдержано от Кызылкума до Китая [16]. Наиболее детально они изучены в Южном обрамлении Ферганской долины. В дальнейшем изложении мы будем опираться на данные по этому району (рис. 71).

1. Автохтон и параавтохтон сложены палеозойскими породами (рис. 70, 1), которые накаливались на периферии Европейско-Таримского континента. Эти породы слагают структурную единицу Исфайрам в Южной Фергане.

В основании видимого разреза автохтона залегают песчаники и глинистые сланцы с граптолитами силура. Выше следует мощная толща карбонатных пород, охватывающая девон, ранний карбон и часть среднего карбона. Большая часть карбонатных отложений формировалась в условиях шельфа. Лишь начиная с

Рис. 69. Главные структурные единицы Варисцидского Тянь-Шаня

1—3 — Киргизский варисцидский континент: 1 — каледонский фундамент (Северный Тянь-Шань), 2 — область мелководных отложений среднего палеозоя (Срединный Тянь-Шань), 3 — краевой вулканический пояс каменноугольного возраста; 4 — верхний аллохтонный комплекс; 5 — средний аллохтонный комплекс; 6 — офиолиты; 7 — нижний аллохтонный комплекс; 8, 9 — Европейско-Таримский варисцидский континент (автохтон); 8 — область мелководных отложений среднего палеозоя, 9 — докембрийский фундамент (Сулутерекский массив); 10 — варисциды Северного Памира; 11 — сутура Туркестанского палеоокеана; 12 — главные шарьяжи стадии Д-1; 13 — надвиги стадии Д-2; 14—16 — разломы стадии Д-3; 14 — надвиги, 15 — сдвиги, 16 — прочие. Неоавтохтон и плутоны на схему не нанесены



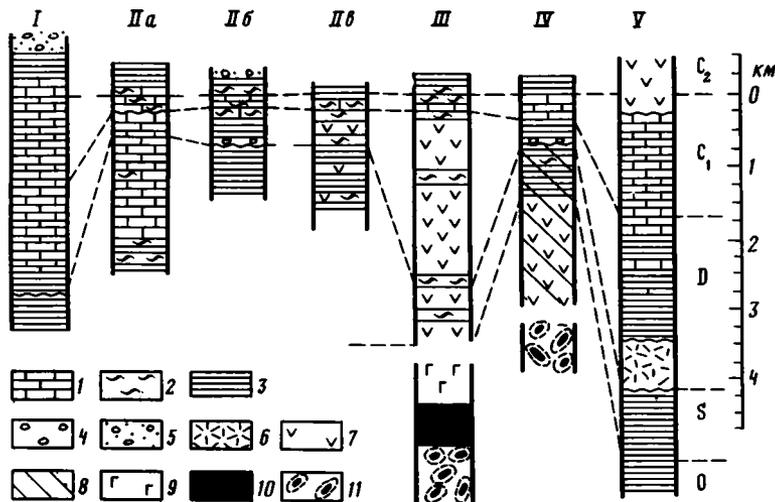


Рис. 70. Стратиграфические разрезы варисцийских структурных единиц Тянь-Шаня

I — окраина Европейско-Таримского континента (автохтон и параавтохтон); II — нижний аллохтонный комплекс (типы разрезов: а — кремнисто-карбонатный, б — кремнисто-терригенный, в — вулканогенно-терригенный); III — средний аллохтонный комплекс; IV — верхний аллохтонный комплекс; V — окраина Киргизского континента (Срединный Тянь-Шань). 1 — карбонатные породы; 2 — кремнистые породы; 3 — глинистые породы, алевролиты, песчаники; 4 — конгломераты; 5 — олистостромы; 6, 7 — вулканогенные породы: 6 — кислого состава, 7 — среднего, основного и ультраосновного состава; 8 — породы, метаморфизованные в зеленые сланцы; 9 — габброиды, 10 — гипербазиты; 11 — серпентинитовый меланж

намюра местами появляются признаки углубления бассейна. Карбонатные породы вверх по разрезу сменяются флишевой толщей, которая далее всех переходит в олистостромовые или грубообломочные отложения. Флишево-олистостромовые отложения слагают самую верхнюю часть разреза автохтона. В единице Исфайрам они имеют раннемосковский возраст. В Южной Фергане породы автохтона выведены на поверхность в ядрах антиформных складок.

Венд-раннепалеозойское основание автохтона обнажено в хребте Нуратау и Центральном Кызылкуме, древний фундамент выведен на земную поверхность в Таримской впадине на северо-востоке Китая.

II. Нижний аллохтонный комплекс образован породами, которые накапливались на склоне Европейско-Таримского континента и в краевых морских бассейнах. Эти породы слагают структурную единицу Абшир в Южной Фергане. Они занимают значительную часть территории Южно-Ферганского района, слагая крылья синформных и антиформных складок. Поверхность шарьирования залегает параллельно слоистости пород аллохтона и автохтона. Обычно она наклонена под углами 30—60°. Пологое залегание подошвы шарьяжа можно видеть на периклиналях антиформных складок и в тектонических окнах среди Тегермачского аллохтонного массива (см. Т на рис. 71).

В основании нижнего аллохтонного комплекса залегает флишеидная толща пород силура. Она сложена песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями кремнистых пород, известняков и основных эффузивов. Среди отложений позднего лудлова, девона и раннего карбона можно выделить кремнисто-карбонатный, кремнисто-терригенный и вулканогенно-терригенный типы.

Кремнисто-карбонатный тип разреза (рис. 70, II, а) отличается от разрезов автохтона тем, что лудлов и низы девона сложены карбонатной толщей, а разрез

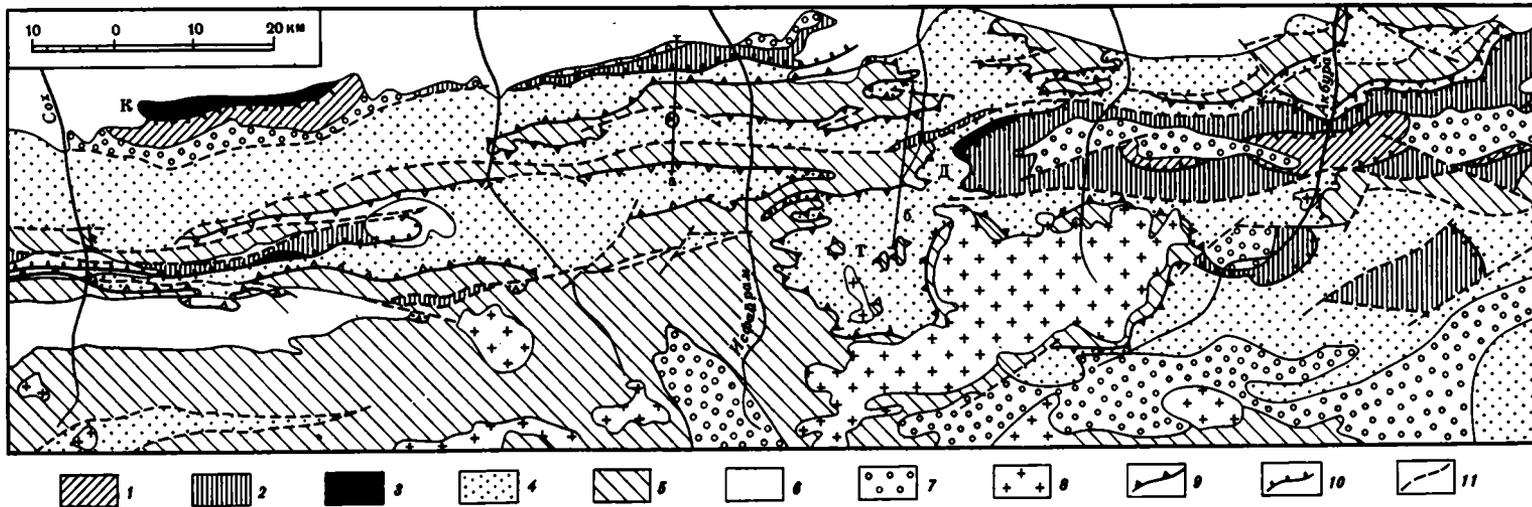


Рис. 71. Схема структурных единиц Южно-Ферганского района

1 — верхний аллохтон (единица Шанкол); 2 — средний аллохтон (единица Талдык); 3 — гипербазиты, серпентинитовый меланж; 4 — нижний аллохтон (единица Абшир); 5 — автохтон и параавтохтон (единица Исфайрам); 6 — кайнозой и мезозой; 7 — верхний палеозой (неоавтохтон); 8 — плутоны кислого и щелочного состава пермского возраста; 9, 10 — шарьяжи стадий Д-1; 11 — разломы стадий Д-2 и Д-3

девона—нижнего карбона содержит длительные стратиграфические перерывы и имеет меньшую мощность.

Разрез кремнисто-терригенного типа (рис. 70, II, б) образован терригенными и кремнисто-карбонатными отложениями силура, девона, раннего и среднего карбона. Характерной чертой разрезов этого типа является пачка батинальных отложений. Она сложена чередующимися известняками и кремнями с фораминиферами, радиоляриями, конодонтами, тентакулитами, перемытыми гониатитами и другими органическими остатками среднего девона (в подошве), верхнего девона, нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона (в кровле пачки). Мощность пачки, несмотря на большой стратиграфический интервал, составляет десятки или первые сотни метров.

В разрезах вулканогенно-терригенного типа (рис. 70, II, в) присутствуют основные и средние эффузивы и туфы. Пачки вулканогенных пород чередуются со слоями терригенных, кремнистых или карбонатных пород. В целом в разрезе преобладают осадочные породы.

В Южно-Ферганском районе распространены отложения кремнисто-карбонатного и кремнисто-терригенного типов, в Северной Фергане — отложения кремнисто-терригенного и вулканогенно-терригенного типов. В геологических разрезах Южной Ферганы нередко присутствуют тектонические пластины, сложенные двумя типами разрезов нижнего аллохтонного комплекса. В этих случаях отложения кремнисто-карбонатного типа тектонически налегают на пластину, образованную отложениями кремнисто-терригенного типа. Самая верхняя часть нижнего аллохтонного комплекса сложена терригенными флишевыми отложениями раннемосковского подъяруса среднего карбона.

Между нижним и средним аллохтонными комплексами во многих разрезах Южной Ферганы залегает тектоническая пластина, образованная сильно тектонизированной толщей. Эта толща состоит из раздробленной матрицы, сложенной терригенными породами, и глыб различных пород. Среди глыб большое место занимают породы офиолитового комплекса. Размеры наиболее крупных глыб достигают сотен метров. В глыбах найдена фауна разного возраста, но нет достоверных данных о возрасте матрицы толщи. Судя по составу глыб и положению в геологическом разрезе, наиболее вероятно, что рассматриваемый тектонит возник за счет олистостромы среднего карбона, которая слагала верхнюю часть разреза нижнего аллохтона. В процессе шарьирования эти отложения были раздроблены, и в составе толщи, кроме олистолитов, могут присутствовать тектонические отторженцы от подошвы среднего аллохтона. Тектонизированные олистостромы каменноугольного и более древнего возраста, присутствующие в единице Абшир, далеко не всегда удается отличить друг от друга.

III. Средний аллохтонный комплекс сложен слабометаморфизованными породами океанической коры Туркестанского палеоокеана (рис. 70, III). Слабометаморфизованные офиолиты слагают структурную единицу Талдык в Южной Фергане. Вулканогенная толща имеет стратиграфический интервал от ордовика до среднего девона. Ее мощность в некоторых разрезах превышает 3 км. Основные лавы обычно имеют толеитовый состав. Выше вулканогенных пород залегают батинальные кремни среднего—верхнего девона и толща кремнистых и глинистых сланцев и известняков с фораминиферами нижнего карбона. В кровле некоторых разрезов находится толща флишево-олистостромовых отложений с микрофауной башкирского или намюрско-башкирского возраста.

Самостоятельные тектонические пластины образованы гипербазитами и габброидами, которые подстилают и перекрывают шарьяжи, сложенные вулканогенными и кремнистыми породами. На всей территории Варисцийского Тянь-Шаня офиолиты находятся в аллохтонном залегании, слагая крылья и мулды синформных складок. Лишь Канский серпентинитовый меланж (см. К на рис. 71), вероятно, продолжается на глубину и отмечает положение сутуры Туркестанского палеоокеана.

Подошва среднего аллохтонного комплекса часто сопровождается мощными зонами серпентинитового меланжа или тектоническими чешуями, сложенными фрагментами осадочно-вулканогенных разрезов. Например, в горах Кызкурган на центриклинали Киргизатинской синформной складки в основании среднего аллохтонного комплекса залегает серпентинитовый меланж мощностью до 500 м (см. Д на рис. 71), а выше — тектонические чешуи (более 1000 м), сложенные кремнистыми и вулканогенными породами девона, сланцами и известняками силура. На этих чешуях залегает мощная пластина вулканогенных пород единицы Талдык.

IV. Верхний аллохтонный комплекс сложен метаморфизованными раннепалеозойскими и силурийскими породами океанического чехла Туркестанского палеоокеана и слабометаморфизованными маломощными карбонатно-терригенными отложениями девона и раннего карбона (рис. 70, IV). В Южно-Ферганском районе верхнему аллохтонному комплексу принадлежит структурная единица Шанкол.

Нижняя часть метаморфических пород рассматриваемого комплекса возникла за счет базальтов толеитового состава, более верхние части сложены метаморфизованными вулканогенно-кремнистыми и терригенными породами с криноидеями и радиоляриями раннего—среднего палеозоя. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и содержат глаукофан. Мощность метаморфических пород достигает 2 км. Метаморфические породы интенсивно рассланцованы, складчаты и нередко плейчатые. Во многих случаях метаморфические сланцы залегают на серпентинитовом меланже. Характер метаморфизма, деформаций и структурное положение этих пород позволяют думать, что метаморфизм высоких давлений возник вблизи зоны додевонской субдукции.

На метаморфических сланцах трансгрессивно залегают карбонатно-терригенные отложения с кораллами и брахиоподами раннего девона, фораминиферами раннего карбона. Наиболее верхняя часть разреза структурной единицы Шанкол сложена флишевыми отложениями башкирского—раннемосковского возраста. Неметаморфизованные отложения, лежащие на метаморфических сланцах являются древним неавтохтоном, перемещенным в среднем карбоне в составе верхнего аллохтонного комплекса.

Породы верхнего аллохтонного комплекса обычно залегают в мульдах синформных складок.

Мощные толщи терригенных преимущественно обломочных отложений трансгрессивно лежат на всех аллохтонных комплексах и автохтоне. Неавтохтон имеет двучленное строение. Нижняя толща сложена морскими, верхняя — континентальными отложениями. В основании неавтохтона залегают конгломераты, выше — терригенные флишеидные отложения. Эти отложения охватывают возрастную интервал от московского яруса среднего карбона до ранней перми. Во многих разрезах позднемосковские конгломераты неавтохтона залегают на раннемосковские флишевые отложения разных аллохтонных комплексов. В этих случаях в основании неавтохтона видны следы глубокого размыва, но угловое несогласие обычно отсутствует. В разрезах, где неавтохтон залегает на девонских и более древних породах, в основании можно видеть резкие угловые несогласия.

Верхняя толща неавтохтона сложена красноцветными конгломератами и песчаниками, которые в верхней части разреза содержат прослойки аргиллитов, туфов кислого состава, известняков и гипсов. Они содержат позднепермскую флору. В Северной Фергане эти отложения трансгрессивно и с угловым несогласием налегают на нижний комплекс неавтохтона, на аллохтонные комплексы и автохтон.

В Южно-Ферганском районе неавтохтон залегает в мульдах синформных складок, образованных аллохтонными единицами и автохтоном.

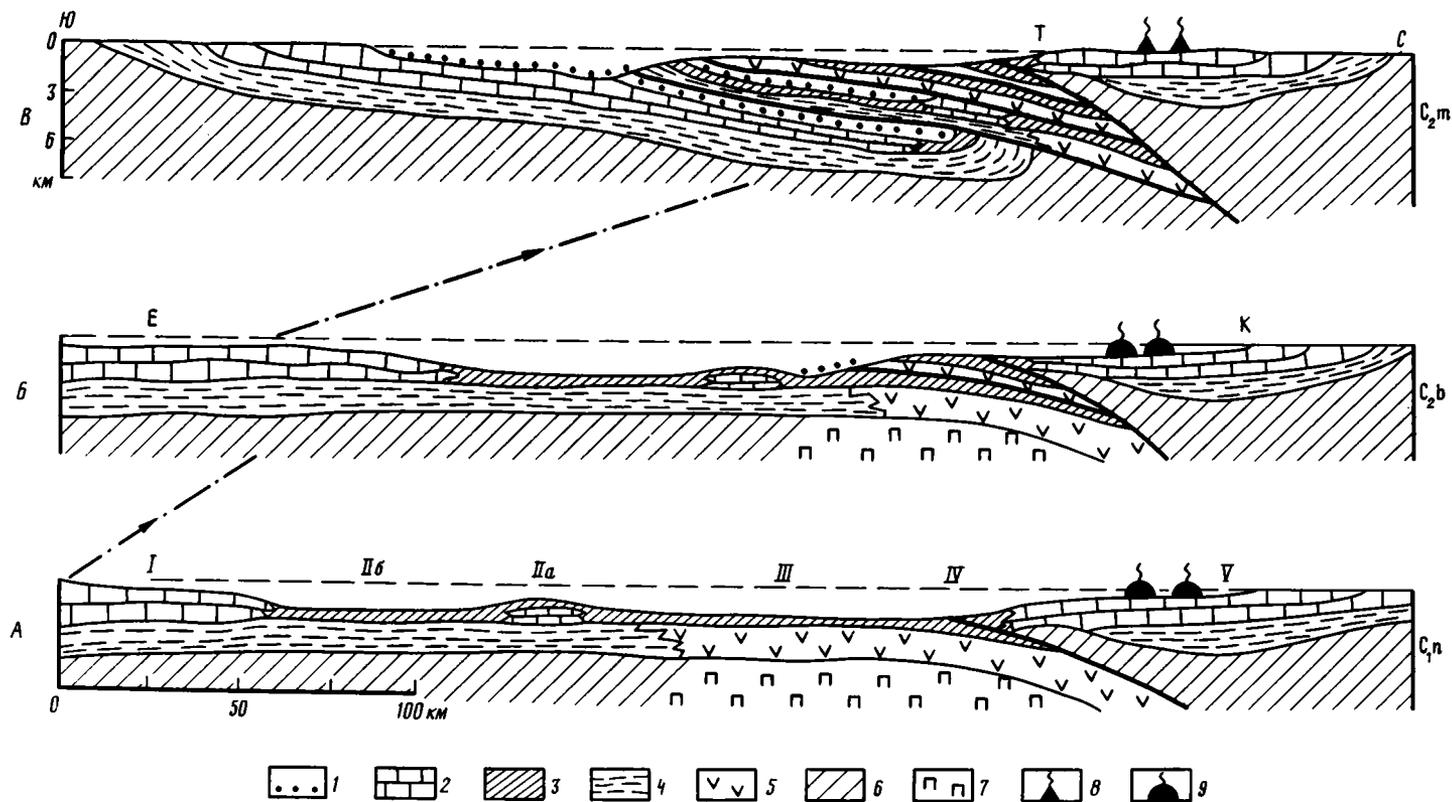


Рис. 72. Палинпастические разрезы варисцид Тянь-Шаня

1 — московский—башкирский ярусы (флишевые и олистостромовые отложения); 2, 3 — башкирский ярус — средний девон: 2 — мелководные, 3 — глубоководные отложения; 4, 5 — нижний девон—кембрий: 4 — терригенные, 5 — вулканические отложения; 6 — докембрий; 7 — океанический фундамент; 8 — кислый вулканизм; 9 — андезитовый вулканизм. Е — Европейско-Таримский континент; К — Киргизский микроконтинент; Т — сutura Туркестанского океана. I—V — первичное положение структурных единиц Тянь-Шаня

Тектоническая зональность, существовавшая до закрытия Туркестанского палеоокеана в среднем карбоне, может быть восстановлена в результате реконструкции первичного положения аллохтонных комплексов (рис. 72, А). Породы автохтона (см. рис. 71, I) накапливались на шельфе Европейско-Таримского континента. Породы нижнего аллохтонного комплекса (II) формировались на континентальном склоне этого континента и в окраинных морях Туркестанского палеоокеана. Средний аллохтон сложен породами Туркестанской океанической коры. Во внутренней части этого палеоокеана от кембрия до среднего девона накапливались вулканические, а позднее — кремнистые отложения (III). Верхний аллохтонный комплекс сложен метаморфизованными породами океанической коры, на которых залегают карбонатно-терригенные отложения девона и раннего карбона (IV). Эти отложения накапливались на северной периферии Туркестанского палеоокеана у подножия Киргизского континента. О таком первичном положении указанных отложений свидетельствует состав галек и обломков в каменноугольных породах верхнего аллохтонного комплекса. Далее, к северу располагался обширный шельф Киргизского континента. Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения девона и раннего карбона, сформированные на этом шельфе, широко распространены в зоне Среднего Тянь-Шаня (см. рис. 72, В).

Структурная эволюция варисцид Тянь-Шаня

В тектонической истории варисцид Тянь-Шаня хорошо различимы три стадии деформации.

Первая стадия деформации (Д-1). Наиболее ранними тектоническими структурами варисцид являются шарьяжи. Флишевые отложения, которые залегают в кровле верхнего и среднего аллохтонных комплексов, имеют в Южной Фергане башкирский и раннемосковский возраст. Флишевые и олистостромовые отложения в кровле нижнего аллохтонного комплекса и автохтона принадлежат нижнемосковскому подъярсу, а подошва неавтохтона имеет позднемосковский возраст. Такие соотношения свидетельствуют о том, что варисцидское шарьирование происходило в среднем карбоне в башкирское и московское время. Оно началось на дне палеоокеана, где породы верхнего аллохтона были надвинуты на породы будущего среднего аллохтонного комплекса (см. рис. 72, Б). Вслед за этим при коллизии континентов породы океанической коры были шарьированы на континентальный склон Европейско-Таримского континента, а порода континентального склона — на шельфовые отложения того же континента (см. рис. 72, В).

В автохтонном комплексе формирование неритовых известняков сменилось в московское время накоплением более глубоководных флишевых отложений и олистостромом, на которые и были надвинуты аллохтонные массы. Следовательно, перед фронтом надвигавшихся шарьяжей произошло углубление бассейна, в который затем эти аллохтонные массы поступили. Амплитуды перемещения верхнего и среднего аллохтонных комплексов находятся в пределах 100 км, для нижнего аллохтона она может быть больше.

В основании пластин шарьяжей чаще всего залегают силурийские породы, в кровле — каменноугольные породы. При этом подошва шарьяжей залегает параллельно слоистости в подстилающих отложениях и параллельно со слоями аллохтона (рис. 73). Такие соотношения свидетельствуют о том, что шарьирование было наиболее ранней деформацией в варисцидах.

Параллельность залегания слоев в автохтоне и аллохтонах нарушается относительно небольшими складками, которые возникли в процессе движения тектонических пластин вследствие волочения и течения. Эти складки часто

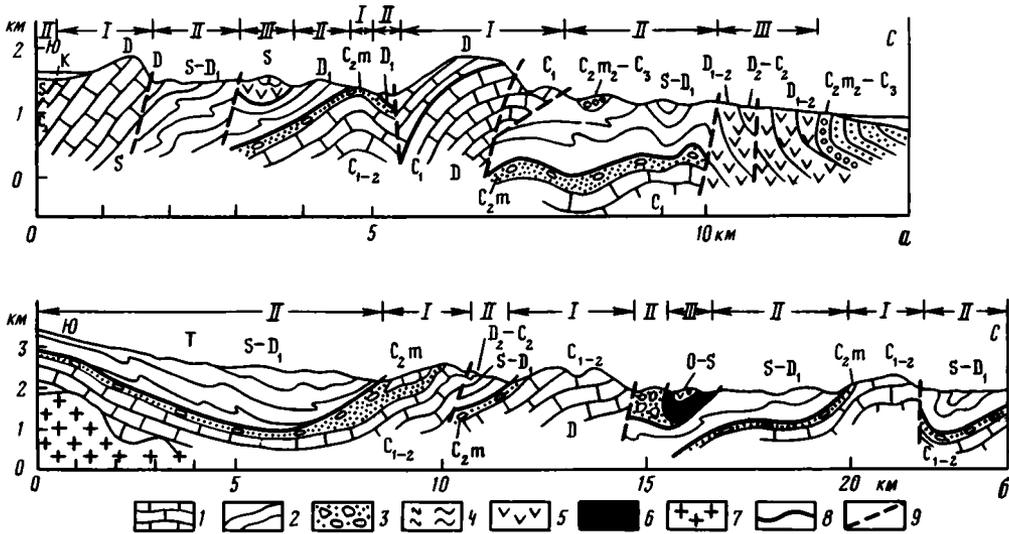


Рис. 73. Геологические разрезы вдоль долин Ходжагаир (а) и Абшир (б) в Алайском хребте
 1 — известняки, доломиты; 2 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 3 — брекчии, конгломераты, олистостромы; 4 — кремни; 5 — базальтоиды; 6 — ультрабазиты; 7 — гранодиориты; 8 — поверхности шарьирования; 9 — прочие разломы. I—III — структурные единицы варисцид Тянь-Шаня. Т — Тегермачский аллохтонный массив. Положение профилей показано на рис. 71

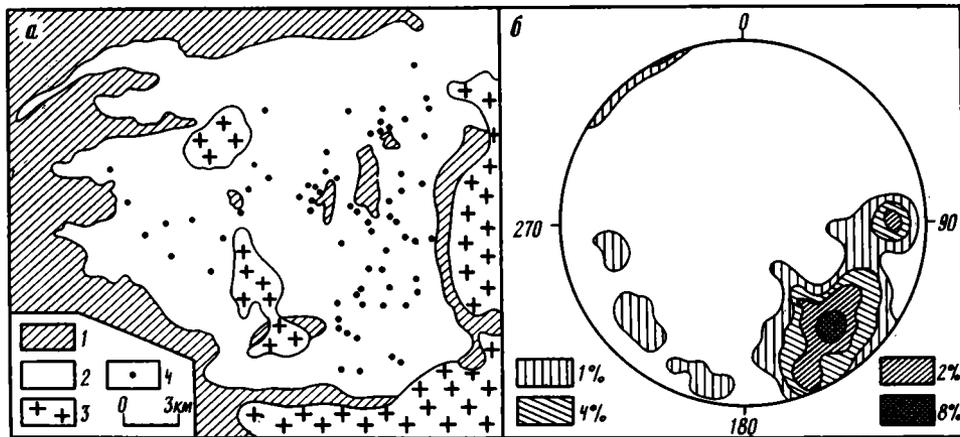


Рис. 74. Вергентность складок стадии Д-1 в Тегермачском аллохтонном массиве (Т см. на рис. 71, 73, б) в Алайском хребте
 а — план аллохтонного массива: 1 — автохтон, 2 — аллохтонный массив, 3 — граниты, 4 — обнажения, в которых изучены складки; б — стереограмма линий восстания осевых поверхностей сжатых складок стадии Д-1. При составлении стереограммы были внесены поправки для снятия эффекта складчатости стадии Д-2

сжатые и изоклинальные. Они формировались автономно в каждой пластине. Такие складки были исследованы в Тегермачском аллохтонном массиве (см. Т, на рис. 71, 73, б) в силурийских породах структурной единицы Абшир с целью определения направления движения нижнего аллохтона. Тегермачский аллохтонный массив был относительно слабо затронут последующими деформациями. Северная часть массива представляет собой открытую синформу, а централь-

ная и южная части входят в состав пологих антиформной и синформной складок, которые возникли на второй стадии деформации.

В Тегермачском аллохтонном массиве были описаны 220 сжатых складок и 60 изоклиальных складок, возникших на стадии Д-1. Из этого числа: 105 складок имеют амплитуду 0,5 — 10 м, 162 складки — 10 — 100 м и 13 складок — более 100 м. У всех описанных складок по седиментационным признакам были установлены кровля и подошва пластов, слагающих складку, что исключило путаницу синклиальных структур с ныряющими антиклиналями. Исследованные складки отнесены к стадии Д-1 на основании следующих наблюдений. Система складок моновергентна. При этом вергентность таких складок одинакова на разных крыльях большой синформы стадии Д-2, и лежащие изоклиальные складки обнаружены в осевых частях больших складок стадии Д-2.

На полярную равнопромежуточную сетку были нанесены проекции точек пересечения линий восстания осевых поверхностей складок Д-1 с поверхностью верхней полусферы. После введения поправки за вторичный наклон, возникший на стадии Д-2, получена стереограмма первичной вергентности складок стадии Д-1 (рис. 74). Она свидетельствует о движении аллохтона в южном направлении.

Большинство шарьяжей Варисцийского Тянь-Шаня возникло в среднем карбоне в процессе закрытия Туркестанского палеоокеана. Лишь местами сохранились остаточные морские бассейны, в которых в позднем карбоне продолжалось формирование батинальных кремнистых отложений. Такие отложения известны в Ясинском районе Ферганского хребта. Они шарьированы на породы автохтона и входят в состав нижнего аллохтонного комплекса.

Вторая стадия деформации (Д-2). На этой стадии все тектонические покровы были смяты совместно с автохтоном и неавтохтоном в синформные и антиформные складки (см. рис. 73). Оси этих складок параллельны сuture Туркестанского палеоокеана. В Южной Фергане складки Д-2 имеют широтное простираание.

В мульдах синформных складок залегают породы среднего и верхнего аллохтонных комплексов и неавтохтона. На крыльях синформ и в антиформных складках обнажен нижний аллохтонный комплекс и автохтон. Система складок Д-2 Южной Ферганы в целом дивергентна. На северном склоне Алайского хребта складки наклонены на север, на южном склоне хребта — на юг. Складкообразование сопровождалось формированием взбросов и надвигов, которые ориентированы вдоль простираания складок (см. рис. 71, 73).

Начало деформаций стадии Д-2 трудно определить точно. Наиболее молодые отложения, залегающие в мульдах синформных складок Д-2, имеют пермский возраст. Вместе с тем в разрезах позднекаменноугольных и пермских отложений известно несколько невыдержанных угловых несогласий. Это позволяет предполагать, что деформации стадии Д-2 начались в позднем карбоне и происходили на фоне осадконакопления. Завершились они, вероятно, в ранней перми.

На территории, охваченной позднепалеозойским складкообразованием, происходило формирование гранитов и гранодиоритов. На Киргизском континенте образование плутонов происходило в карбоне и перми. На остальной территории варисцийского складчатого пояса формирование таких плутонов началось позднее. Оно охватывает более узкий возрастной интервал в пределах пермского периода. Массивы гранитов и гранодиоритов секут шарьяжи стадии Д-1 и складчатые структуры стадии Д-2. Эти массивы были деформированы на стадии Д-3.

Третья стадия деформации (Д-3). Структурными формами, определяющими стиль деформации стадии Д-3, являются сдвиги и горизонтальные складки. С этими главными структурными формами сопряжены вертикальные складки и надвиги. Движение по крупным надвигам стадии Д-3 происходило в северном

направлении (в отличие от шарьяжей Д-1, двигавшихся на юг). Структуры стадии Д-3 неравномерно распределены по площади складчатой системы. Наиболее крупными структурными формами, возникшими на стадии Д-3, являются Ферганская левая горизонтальная флексура и Таласо-Ферганский правый сдвиг.

Ферганская горизонтальная флексура очерчена осевыми линиями вертикальных складок стадии Д-2. Южное крыло горизонтальной флексуры образовано широтными структурами Алайского хребта. Южное колено горизонтальной флексуры находится в Восточной Фергане. Здесь широтные структуры Алая меняют свое простираие на северное и северо-западное (см. рис. 69). Далее они продолжают в Северную Фергану, где расположено северное колено и фрагмент северного крыла горизонтальной флексуры. Восточное продолжение этого крыла горизонтальной флексуры оборвано и смещено вдоль Таласо-Ферганского разлома.

Таласо-Ферганский разлом (см. рис. 69) пересекает Тянь-Шань и продолжается за его пределами. Длина этого тектонического шва более 1500 км. Палеозойские породы варисцид смещены вдоль Таласо-Ферганского разлома на расстояние около 200 км. Амплитуда сдвига была установлена при изучении фаций отложений раннего и среднего палеозоя, массивов плутонических пород позднего палеозоя, варисцидских тектонических и металлогенических зон.

Тектонически расслоенная структура Варисцидского Тянь-Шаня возникла на стадии Д-1 в процессе закрытия Туркестанского океана и столкновения Киргизского микроконтинента с Европейско-Таримским континентом. В процессе коллизии краевые части этих континентов были смяты в складки Д-2. Деформации стадий Д-1 и Д-2 ограничены пределами варисцидского складчатого пояса. Деформации стадии Д-3 имели более общую причину. После закрытия в среднем карбоне варисцидских океанических структур синхронные однотипные деформации охватили обширную территорию позднепалеозойского континента, части которого находятся ныне в Евразии и Америке. Складчатые структуры формировались в Тянь-Шане также на альпийском тектоническом этапе. Результатом всех этих деформаций является современная сложная структура региона. В разных его частях тектонические покровы были смяты два, три или четыре раза. Расшифровка такой структуры стала возможной лишь на основе "тектонической стратиграфии": изучения последовательности шарьяжей в геологическом разрезе.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

Казахстанские палеозоиды являются своего рода эталоном складчатых областей "мозаичного" типа. Поэтому изучение форм и особенностей проявления тектонической расслоенности литосферы на их территории чрезвычайно важно и выходит далеко за рамки региональной геологии.

Палеозоиды Центрального и Восточного Казахстана традиционно по возрасту главной складчатости делятся на каледониды и герцины (варисциды). На востоке они граничат с Алтае-Саянской каледонской складчатой системой, на юго-востоке сменяются герцинидами Джунгарии, а на юге — каледонидами Северного Тянь-Шаня (Южный Казахстан и Киргизия). На севере, западе и юго-западе казахстанские палеозоиды перекрываются мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты, Тургайского прогиба и Чуйской впадины.

Разновозрастные складчатые сооружения Казахского мелкосопочника формировались на месте краевой западной части Центральноазиатского палеоокеана и частично его былого континентального обрамления, фрагменты которого сохранились в виде нескольких разрозненных докембрийских массивов (рис. 75,а). Палеоокеаническая область существовала по крайней мере с венда.

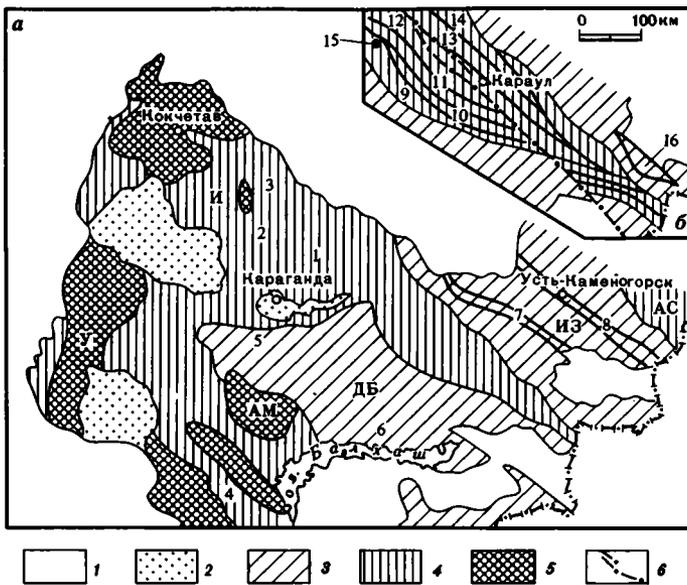


Рис. 75. Тектоническое районирование Центрального и Восточного Казахстана (а) и Чингиз-Тарбагайского региона (б)

1 — мезозойско-кайнозойский чехол; 2 — позднепалеозойские наложенные впадины; 3 — области герцинской складчатости (ДБ — Джунгаро-Балхашская, ИЗ — Иртыш-Зайсанская); 4 — области каледонской складчатости (АС — Алтае-Саянская); 5 — докембрийские массивы и блоки (И — Ишкюль-месский, У — Улутауский, АМ — Актау-Моинтинский); 6 — Чингизский сдвиг. Структурные зоны: 1 — горы Агырек, 2 — Еремантау-Ниязские горы, 3 — бассейн р. Селеты, 4 — Жалаир-Найманская зона, 5 — Тектурмас, 6 — Северное Прибалхашье, 7 — Чарская зона, 8 — Иртышская зона смятия, 9—14 — тектонические зоны (9 — Ахбастауская, 10 — Акчатауская, 11 — Абралинская, 12 — Центральночингизская, 13 — Чунайская, 14 — Аркалык-Алхамергенская), 15 — район гор Токай, 16 — Карбогинский покров

В ее пределах, а также на смежных участках континентального обрамления в результате различных геологических процессов возникали и развивались разнородные структуры, аналогичные современным структурам в зонах сочленения континент—океан. В разных местах в разное время появлялись и отмирали островные дуги, глубоководные желоба, окраинные моря и рифтогенные бассейны с океанической или сильно утоненной континентальной корой, краевые вулканические пояса [145]. Островодужные системы особенно большую роль сыграли в эволюции каледонид, объединяющих районы, где уже в девоне образовалась кора материкового типа и куда вошли все известные в Казахстане древние сиалические блоки (массивы).

Становление новой континентальной коры происходило длительно и неравномерно, охватывая со временем все более обширные площади. Это сопровождалось усложнением и формационным изменением ранее существовавших структур, тектоническими перестройками, неоднократным смятием различных комплексов и их расчленением на серию отдельных блоков и пластин. Подобные преобразования привели в конечном итоге к тектонической расслоенности и покровно-складчатому строению большей части региона. Морские бассейны с океанической и субокеанической корой наиболее долго не закрывались в областях герцинской складчатости. Здесь типично материковая кора сформировалась лишь в позднем палеозое.

В Центральном и Восточном Казахстане структурная расслоенность литосферы получила наиболее яркое выражение в процессе многократного текто-

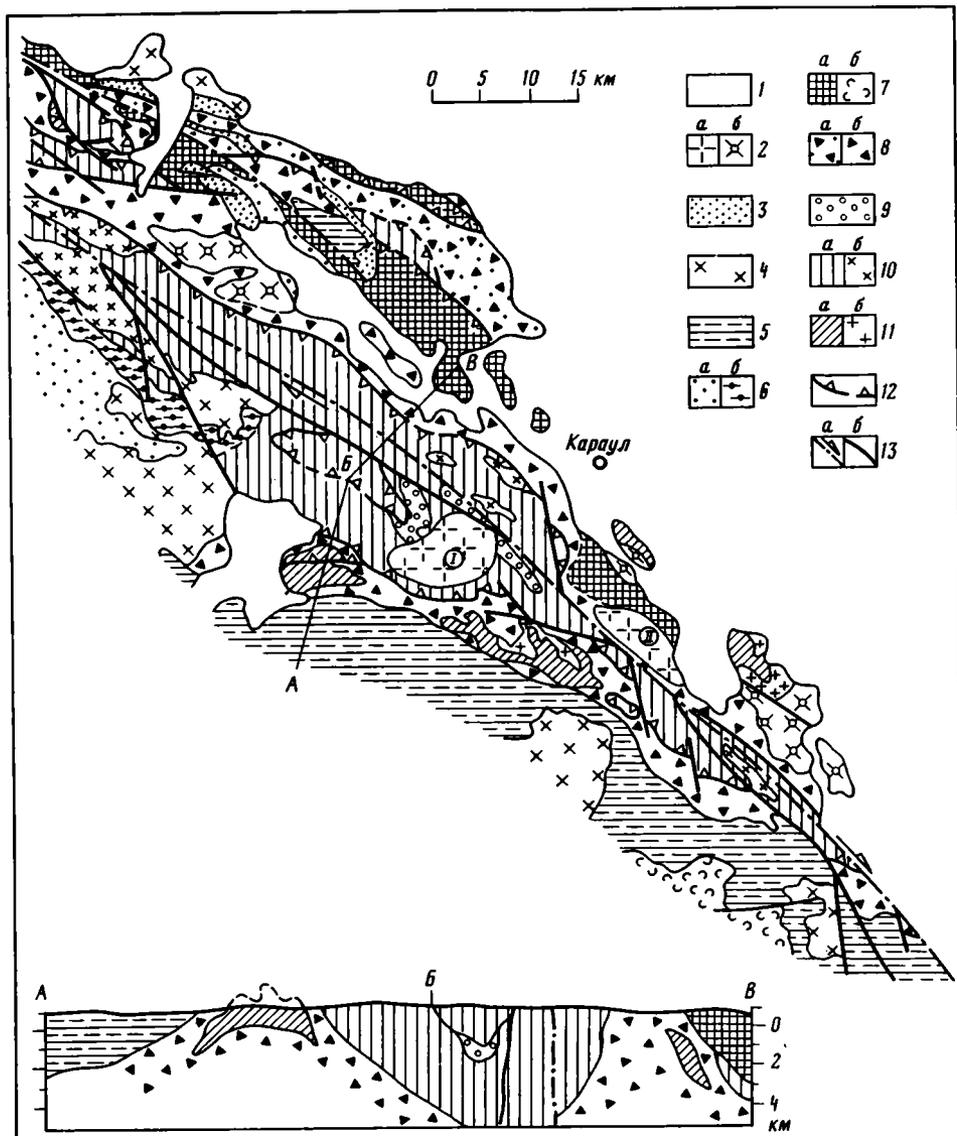


Рис. 76. Геологическая схема района Центральночингизского покрова

1 — кайнозойские отложения; 2 — позднепалеозойские интрузии: *a* — граниты и диориты P_1 (I — Сарышокинский, II — Бирликский массивы), *б* — гранитоиды C_{2-3} ; 3 — известняки, мергели $D_2fm-C_1v_1$, глинистые и углистые сланцы C_1v_1 ; 4 — диорит-гранодиорит (адамеллит) — гранитный комплекс S_2 ; 5 — вулканогенно-нижнемолассовый комплекс O_2 (намасская и талдыбойская свиты); 6 — терригенные флишюиды: *a* — саргалдакская свита $O_2k_1^2$ и его аналоги, *б* — бестамакская свита $O_2ld_2-k_1$ с известняками в основании; 7 — толщи O_2ld : *a* — осадочно-вулканогенная (абаевская свита), *б* — кремнисто-туффито-терригенная; 8 — олистостромовые комплексы O_2k_1 (*a*) и O_2l_2 (*б*); 9 — карбонатно-кремнисто-терригенные отложения $O_{1a2}-O_{2l_1}$ (найманская свита); 10 — комплексы: *a* — осадочно-вулканогенный (торткудукская серия $C_2^{2-3}-O_{1t}$, сарышокинская свита O_{1a}), *б* — диорит-гранодиоритовый O_1 ; 11 — вулканиты, терригенные и туффито-известково-кремнистые осадки E_2 (*a*), плагииграниты E_2 (*б*); 12 — подошва тектонических покровов; 13 — Чингизский сдвиг (*a*), оперяющие и сопровождающие его разломы (*б*)

нического скупивания, которому принадлежала, как и в других подвижных поясах Земли, ведущая роль в замыкании бассейнов с корой океанического типа и становлении современной континентальной коры. В рассматриваемом регионе распространены все основные виды тектонического скупивания, такие, как доскладчатые шарьяжи и аккреционные (в узком смысле этого термина) комплексы, соскладчатые и послескладчатые покровы, надвиги и сдвиги. Сравнительно давно изучаются надвиги и сдвиги; им посвящено довольно много обстоятельных публикаций, среди которых в первую очередь следует отметить работы А.И. Суворова. Однако в последнее время в нарастающем количестве появляются данные, свидетельствующие о широком распространении более ранних и гораздо труднее диагностируемых тектонических покровов и аккреционных комплексов. Остановимся на их краткой характеристике.

Доскладчатые покровные и аккреционные структуры лучше всего исследованы на востоке региона, где их формирование было связано с развитием и преобразованием островных дуг (а также генетически близких им подводных поднятий) и соседних бассейнов с корой океанического типа [26, 135, 136, 145 и др.]. Наибольший интерес подобные структуры представляют в хребте Чингиз, составляющем восточную ветвь казахстанских каледонид, где главная складчатость произошла в самом конце силура.

Тектоническое скупивание в этом районе Казахстана было сопряжено с эволюцией сложной и длительно существовавшей островодужной структуры (Центральночингизская зона, см. рис. 75,б), важнейшими чертами которой были полицикличность и изменение полярности в процессе ее развития [145]. Выделяются три тектономагматических цикла раннего этапа: 1) средний — начало позднего кембрия; 2) вторая треть позднего кембрия — лланвири; 3) конец лланвири — ранний карадок. Каждый цикл начинался с формирования в разной степени дифференцированных серий известково-щелочных вулканитов, связанных с ними интрузий и осадочных отложений, а заканчивался срывом и шарьированием этих образований в северо-восточном направлении (в современных координатах) с перекрытием накопившихся перед фронтом надвигания мощных олистостромовых комплексов. К юго-западу, в Акбастауской зоне, располагался тыловой бассейн с океаническим типом коры, в пределах которого получили распространение разновозрастные кремнисто-базальтовые толщи, составлявшие верхние части разрезов офиолитовой ассоциации.

Покровообразование наиболее интенсивно происходило во второй половине лланвири и в раннем карадоке. Самым крупным является Центральночингизский покров [135, 145], изученная часть которого в виде синформы шириной до 20 км вытянута более чем на 120 км вдоль северо-восточного края одноименной тектонической зоны и несколько наискось рассечена сдвигами, заложившимися в девоне (рис. 76). Аллохтон сложен островодужными сериями второй трети верхнего кембрия — низов лланвири и на всем протяжении подстилается хаотически построенной толщей среднего лланвири, которая содержит разнообразные по размеру и форме многочисленные включения — блоки, глыбы, пластовые отторженцы и мелкие обломки, возникшие за счет разрушения различных пород аллохтона. Связующей массой служат полимиктовые несортированные песчаники, алевролиты и более глубоководный глинистый матрикс. Наиболее крупными включениями являются картируемые в масштабе 1:50 000 фрагменты более древнего покрова, состоящие из пород островодужной ассоциации среднего кембрия. Эти фрагменты обычно перемяты и представляют собой "запечатанные" останцы (рис. 77), нижняя граница которых часто тектоническая, а верхняя — повсеместно стратиграфическая, местами с эрозионными "карманами" вышележащих осадков. Внутреннее строение таких останцов сложночешуйчатое; породы нередко находятся в перевернутом залегании. Практически все типы среднекембрийских пород встречаются и среди обычных по раз-

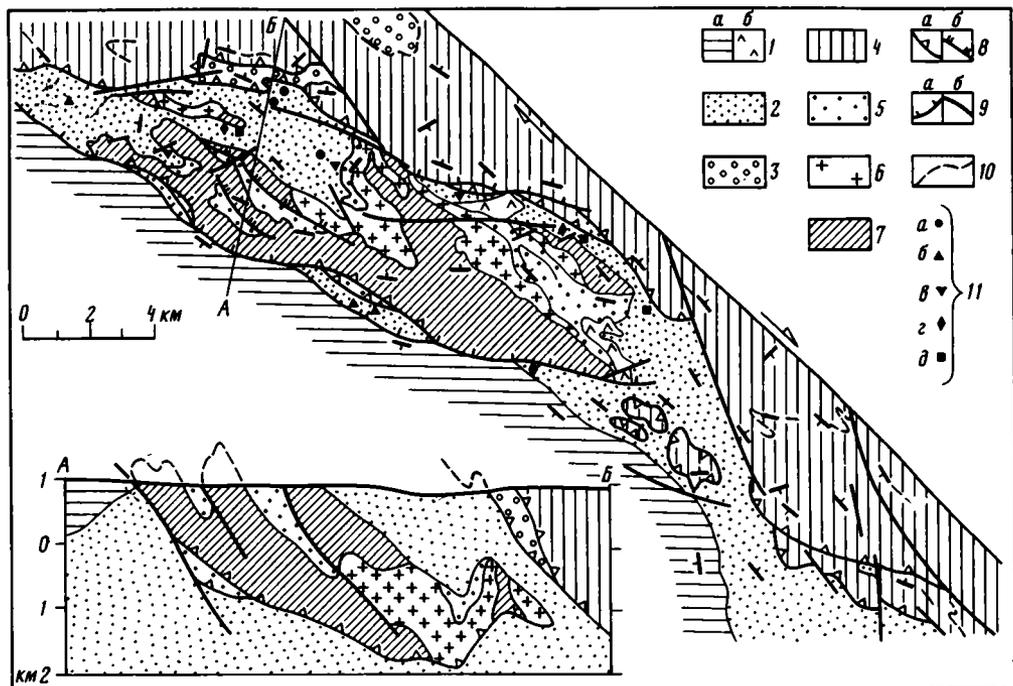


Рис. 77. Участок Центральнотингизского покрова в бассейне р. Кольденен

1 — талдыбойская свита O_2 (а), субвулканические диорит-порфиры, диориты O_2 (б); 2 — олистостром O_2 ; 3 — найманская свита $O_{1a_2}-O_{2l_1}$; 4 — торткудукская серия $E_2^{2-3}-O_{1t}$ и сарышокинская свита O_{1a_1} нерасчлененные; 5 — чингизтауская свита E_{2m} ; 6 — плагиограниты E_{2am} ; 7 — вулканы и терригенные отложения E_{2am} ; 8 — подошва покровных пластин (а), допозднепалеозойские чешуйчатые надвиги (б); 9 — средне-позднепалеозойские разломы: а — надвиги и взбросы, б — неустановленной природы; 10 — простираения отдельных горизонтов; 11 — олистолиты с фауной $O_{1a_2}-O_{2l_1}$ (а), O_{1a_1} (б), E_2^{2-3} (в), E_{2m} (г), E_{2am} (д)

меру олистолитов, количество которых заметно возрастает вблизи крупных пластин. Обнажающаяся площадь последних может достигать 50 км^2 и более.

Верхний аллохтон состоит из нескольких частных покровных пластин. Их соотношения характеризуются налеганием обычно более древних частей разреза на более молодые. Так, вдоль южного края главной синформы между отмеченными на рис. 76 Сарышокинским и Бирликским позднепалеозойскими интрузивами из-под осадочно-вулканогенного комплекса, представленного в основном сарышокинской свитой (O_{1a_1}), на левобережье р. Кольденен обнажается небольшая пластина (см. рис. 77), состоящая главным образом из карбонатно-кремнисто-терригенных отложений найманской свиты ($O_{1a_1}-O_{2l_1}$). Эта нижняя пластина почти полностью раздавлена, и разрез малокомпетентной осадочной толщи нарушен множеством разрывных нарушений. В контакте с верхней "компетентной" пластиной залегают будинированные и растащенные на тектонические линзы маркирующие пласты известняков. Подошва верхней пластины погружается в северных румбах под углами $50-70^\circ$ в целом субсогласно с падением толщ в обоих крыльях. В всячем крыле наблюдаются маломощная (как правило, менее 1 м) зона милонитов и полоса повышенного brecciation пород; приразломное расланцевание крайне незначительно.

Подобно основанию, тектонически расслоена и верхняя часть Центральнотингизского покрова. Показательно в этом отношении строение участка к северо-западу от Сарышокинского позднепалеозойского интрузивного массива

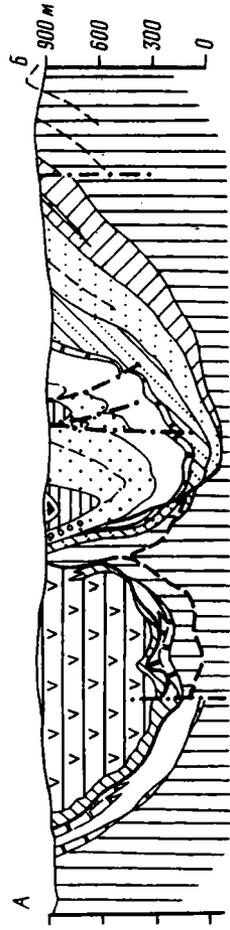
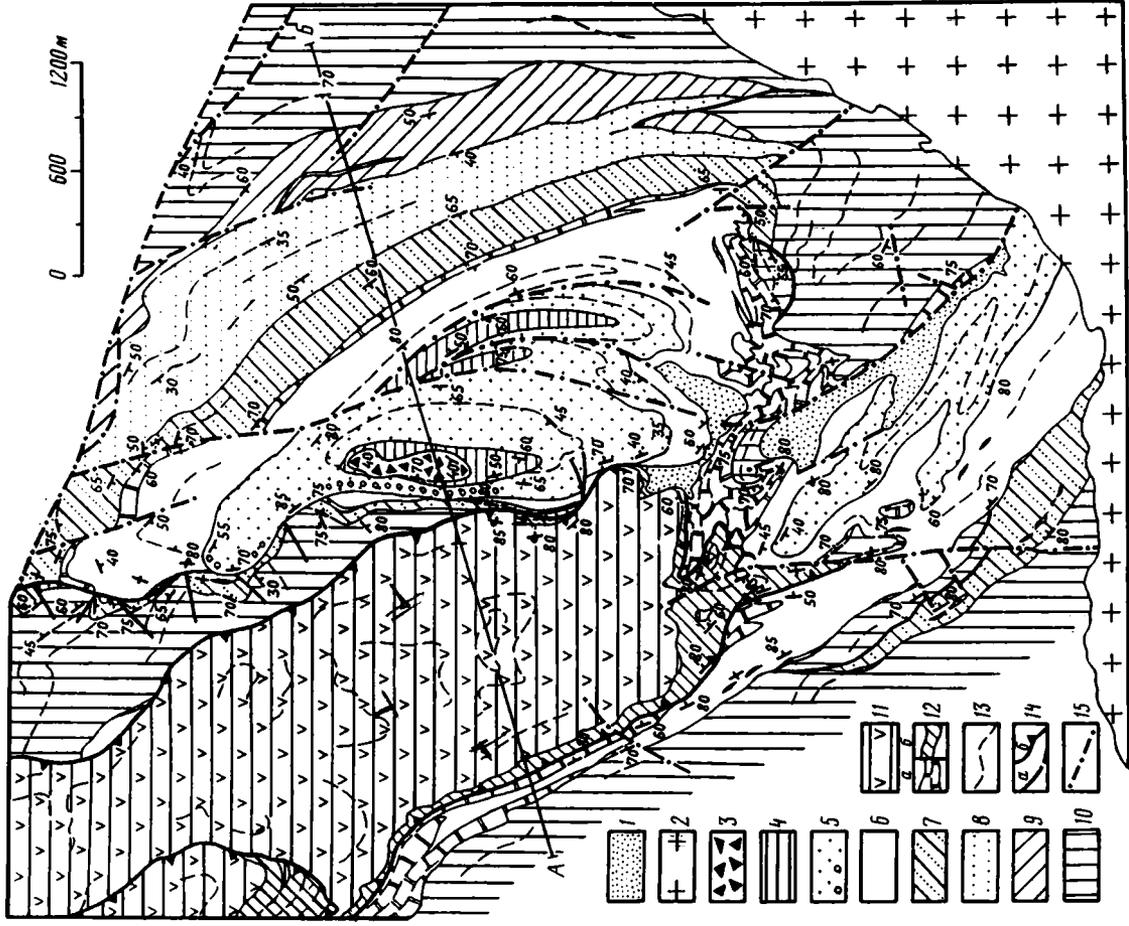
(см. рис. 76), где находится стратотип найманской свиты. Здесь, как видно на рис. 78, выделяются две сопряженные складчатые структуры. На востоке находится нормальная синклиналь с постепенной сменой снизу вверх туфотурбидитов сарышокинской свиты (O_{1a_1}) разрезом найманской свиты (O_{1a_2} — O_{2l_1}). К западу от синклинали располагается синформа: выше найманских известняков и пачки темных граптолитовых сланцев залегают вулканиты верхнего кембрия с невыдержанным по мощности горизонтом известняков в подошве. Начало шарьирования верхней пластины определяется по появлению восточнее верху разреза найманской свиты грубообломочной пачки, аналогичной по своему строению и составу некоторым микститам олистостромового комплекса, содержащим отторженцы с фауной O_{1a_2} — O_{2l_1} (см. рис. 77). Весь же пакет пластин Центральночингизского покрова сформировался к концу лланвирина: ряд покровных останцов вместе с подстилающим олистостромом в горах Зербкызыл, в 55—60 км к северо-западу от пос. Караул (см. рис. 76), несогласно перекрывается пестрой осадочно-вулканогенной толщей, относящейся к лландейло и, возможно, к самым верхам лланвирина (абаевская свита).

Надвигание островодужной ассоциации пород происходило в северо-восточном направлении. На это указывает омоложение в том же направлении сопровождавшего шарьирование олистостромового комплекса. Так, в Чунайской зоне (см. рис. 76,б) фрагменты Центральночингизского покрова находятся внутри толщи, накопившейся в раннем карадоке [135, 145]. Кроме того, в этой зоне на флишоидно-олистостромовой толще O_{2k_1} местами залегают тектонические останцы, сложенные вулканитами абаевской свиты O_{2l_2} (?)—ld (см. рис. 75).

В шарьирование на северо-восток были вовлечены не только островодужные серии, но и латеральные смежные с ними (карбонатно)-кремнисто-базальтовые формации верхнего кембрия — нижнего ордовика, образовавшиеся в задуговом бассейне, а местами и нижние члены офиолитовой ассоциации, составлявшие его фундамент. В результате эти комплексы из Акбастауской тектонической зоны (см. рис. 75,б) были перемещены в Акчатаускую и далее в Абралинскую зону, где сохранились в основном в виде относительно небольших останцов, залегающих внутри или на олистостромовой толще, которая накапливалась, по-видимому, синхронно с вулканитами сарышокинской свиты (O_{1a_1}) у тылового подножия островной дуги. В матриксе олистострома, распространенного в пределах Акчатауской зоны, наряду с глинисто-алевритовыми осадками заметную роль играет также и туффитовый материал.

На рубеже среднего и позднего ордовика наступил новый этап развития Чингизской островодужной системы. Происходит резкая структурная перестройка, дивергентное разрастание островного поднятия и увеличение площади суши. Возникает зрелая дуга наподобие современного Филиппинского архипелага, в пределах которой на протяжении позднего ордовика — раннего силура накапливаются нижние молассы и вулканические продукты известково-щелочного ряда с повышенным содержанием щелочей.

Вулканические постройки, большей частью наземные, располагались в основном вдоль юго-западного края Центральночингизской зоны, а на месте Акчатауской и частично Акбастауской зон (см. рис. 75,б) появилась сложно террасированная подводная невулканическая гряда, осложнившая новый преддуговой склон [136, 145]. Здесь формируется аккреционный комплекс, состоящий из круто падающих к северо-востоку узких и длинных тектонических клиньев, линз и чешуй неравномерно смятых, рассланцованных, милонитизированных, иногда динамометаморфизованных пород. Среди них присутствуют фрагменты ранее возникших шарьяжных пластин, сложенные преимущественно базальтами, яшмами и другими кремнистыми осадками разного возраста, реже габброидами и серпентинитами.



Становление аккреционного комплекса, происходившее в течение позднего ордовика — раннего силура, сопровождалось накоплением на разной глубине нередко ритмично построенных терригенных толщ, которые содержат сильно варьирующие по составу вкрест простирания грубообломочные пачки обвальнопользневое происхождения и имеют всюду сугубо местный обломочный материал. Терригенные отложения часто фациально замещаются рифогенными известняками, которые были приурочены к выступам тектонического рельефа. Различные литофациальные комплексы обычно латерально сильно сближены в результате смещений в юго-западном направлении по системе чешуйчатых надвигов и взбросов.

Одним из наиболее детально изученных районов развития аккреционного комплекса является Северо-Западное Предчингизье [95 и др.]. Здесь к юго-западу от позднеордовикского вулканического фронта, по южному краю гор Токай (см. рис. 75, б), обнажается тектонический блок, который сложен афировыми базальтами и диабазами, содержащими сверху прослой кремнистых алевролитов с конодонтами $E_3-O_1t_1$, известняков, линзовидные пачки туфогенных песчаников, и прорванными небольшими субвулканическими и гипабиссальными телами кислого состава (см. приложение). Эта толща образовалась, вероятнее всего, в северной краевой части задугового позднекембрийского—раннеордовикского бассейна. Она была тектонически перекрыта дезинтегрированным разрезом офиолитов, шарьированным из более центральных частей бассейна на северо-восток. В результате верхние горизонты автохтона были интенсивно расланцованы и местами изменены до зеленых сланцев.

В позднем ордовике, когда после изменения направления тектонического скупивания начал формироваться аккреционный комплекс, автохтонный блок приобрел антиклинальное строение и выступал в качестве внешнего невулканического поднятия, на котором происходило рифообразование. По разные стороны этого подводного выступа распространены относительно глубоководные обвальнопользневые отложения. К югу они имеют пестроцветную окраску и состоят главным образом из продуктов разрушения офиолитового покрова (габброиды, базальты, кремнистые породы). На грубообломочной толще залегают сползшие сюда рифогенные известняки и возникшие за счет их перемыва калькарениты и кальцилютиты. Вдоль северного края тектонического выступа среди сероцветных крупноглыбовых брекчий помимо офиолитовой кластики (в том числе серпентинитовой) присутствуют обломки и автохтонных образований — зеленые сланцы, гранитоиды и кислые субвулканиды. В основании осадочного разреза верхнего ордовика здесь находится маломощная сильно разрушенная гипербазит-габбровая пластина.

Рис. 78. Участок Центральнорингизского покрова в районе урочища Найман

1 — четвертичные отложения; 2 — позднепалеозойские гранитоиды Сарышокинского массива; 3 — гравийно-глыбовые микститы, валунно-галечные конгломераты и конглобрекчи O_2l_2 ; 4—8 — найманская свита $O_2a_2-O_2l_1$; 4 — полимиктовые гравелиты, конглобрекчи, разнозернистые песчаники, 5 — кварц-плагиоклазовые песчаники, внизу кварцевые местами с полимиктовыми конгломератами и пудинговыми гравелитами; 6 — темные тонкоплитчатые кремнистые, иногда известковистые аргиллиты и алевролиты с прослоями кварцевых песчаников; 7 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы и фтаниты с горизонтами песчаников и алевролитов; 8 — кремнисто-хлоритовые алевритовые туффиты с тонкими прослоями кварцевых и кремнеобломочных песчаников; 9—10 — сарышокинская свита O_1a_1 ; 9 — туфогенные песчаники с пластинами конгломератов, алевролитов, туффитов, туфов среднего и кислого состава, 10 — разнообломочные тефротурбидиты (на востоке), туфы, вулканические брекчи среднего состава и продукты их размыва, кремнистые туффиты; 11 — торгкудуская серия, карагутуйская свита E_3^{2-3} андезитовые туфы, вулканические брекчи, реже лавы, прослой и линзы вулканомиковых осадков; 12 — известняки, известняковые песчаники $O_1a_2-O_2l_1$ (а) и E_3^{2-3} ; (б); 13 — простирания отдельных горизонтов; 14 — конседиментационные разрывные нарушения (а) и границы позднепалеозойских покровных пластин (б); 15 — средне-позднепалеозойские разломы

Севернее также накапливались хаотически наложенные примерно разновозрастные толщи ($O_3^2-S_{11}$), имеющие исключительно офиолитокластовый состав. Очевидно, их образование было связано с выдвиганием в южном направлении обнажающихся рядом тектонических клиньев, состоящих из базальтов, брекчированных габбро и мономиктового серпентинитового меланжа, которые до этого слагали различные пластины ранне-среднеордовикского офиолитового аллохтона. Еще севернее, вблизи фронта позднеордовикского вулканизма, осадки $O_3^2-S_{11}$ представлены зеленоцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, конглобрекчиями, содержащими оползневые отторженцы островодужных вулканитов, а также находящихся в их основании аллохтонных пластин, представленных фрагментами кремнисто-базальтового разреза E_3-O_{11} . Отмеченные терригенные отложения характеризуют условия седиментации далеко за пределами аккреционного комплекса, внизу вулканической дуги.

Район гор Токай интересен еще и тем, что здесь вслед за преддуговой аккрецией в результате дальнейшего сжатия и сближения разнородных блоков наступил новый этап шарьирования, причем без изменения направления относительного движения масс горных пород, которое происходило до этого к юго-западу. В шарьирование были вовлечены вытесненные с северо-востока сравнительно маломощные аккреционные чешуи, сложенные в основном либо базальтами с небольшими локальными линзами кремнистых аргиллитов и известняков, либо одними кремнистыми осадками $E_3^3-O_{11}$ (яшмы, кремнистые туффиты, фтаниты). Покровные пластины были надвинуты на олистостром с красноцветным матриксом (алевролиты, аргиллиты, глинисто-кремнистые радиоляриты), охарактеризованным фауной S_{11-2} и на многих участках в изобилии содержащим в виде различных включений всю гамму перекрывших пород. Наиболее далеко была перемещена на юго-запад "кремнистая" пластина, которая при своем продвижении по синхронно накапливавшимся илам часто расслаивалась, поставляя в бассейн седиментации многочисленные олистоплаки. Это привело к ныне наблюдаемому чередованию в обнажениях яшм и других кремнистых пород $E_3^3-O_{11}$ с отложениями S_{11-2} .

Механизм дезинтеграции "базальтовых" пластин был несколько иной. Примерно в 1,5—2 км к западу от горы Токай хорошо видно, как лобовая часть "базальтовой" пластины разрушается сначала на более крупные, а затем на более мелкие изометричные в плане блоки и глыбы, окруженные милонитовой рубашкой и служившие источником обломочного материала олистостромовой толщи. По мере шарьирования относительно тяжелая "базальтовая" пластина местами перекрывала олистостром, а местами пропахивала свое ложе и двигала перед собой не полностью консолидированные осадки, которые хаотически сминались, образуя ансамбль мелких разноориентированных складок и их обрывков. Глинисто-алевролитовая масса, подстилавшая сильнее других нарушенные фрагменты покровной пластины, нередко нагнеталась в промежутки между глыбами базальтов или диапирировала между недалеко расположенными друг от друга крупными блоками. Это привело к появлению отдельных тел брекчий, в составе которых много обломковидных включений пород матрикса.

Как было отмечено выше, для чингизской ветви казахстанских каледонид характерно дивергентное разрастание возникшего в позднем ордовике крупного островного поднятия: в результате тектонического ссучивания происходило последовательное причленение все новых и новых зон как со стороны Джунгаро-Балхашской, так и Иртыш-Зайсанской областей герцинид. Так, вдоль границы с последней, в районе северного склона хребта Западный Тарбагатай, вблизи фронта островодужного вулканизма $S_{113}-D_1$ формировался аккреционный комплекс, в пределах которого смещения по чешуйчатым надвигам и взбросам были направлены на северо-восток. В позднем девоне здесь началось шарьирование в противоположном направлении, в сторону превратившихся в континенталь-

ный массив каледонских сооружений. Надвигание различных толщ, в том числе олистостромовой франского возраста и яшмо-базальтовой нижнего—среднего ордовика, возобновилось в послеранневизейскую эпоху и привело к образованию Карбогинского покрова (см. рис. 75,б). Этот покров был смят совместно с автохтонным и дополнительно расчешуен в среднем карбоне. Сохранившаяся его часть имеет протяженность около 80 км при максимальной ширине 20—21 км [145]. Останцы же одной из пластин, сложенной ордовикскими яшмами и базальтоидами, протягиваются по краю каледонид далеко на северо-запад, в Аркалык-Алкамергенскую зону.

Восточные районы Казахстана не являются исключением. На широкое распространение шарьяжей к западу от Чингиза и Тарбагатая косвенно указывают встречающиеся во многих местах осадочные хаотические ассоциации пород олистостромового типа. Сведения о присутствии во флишеидных и нижнемолассовых разрезах горизонтов, пачек и целых толщ с чужеродными, нередко палеонтологически охарактеризованными включениями имеются у многих авторов и относятся к большинству как каледонских, так и герцинских зон [145]. Появились прямые данные о сложном покровном строении гор Агырек и более северных районов (см. рис. 75,а), Еремантау-Ниязских гор, бассейна р. Селеты, западной периферии Ишкеольмесского блока докембрия, Улутауского и Актау-Моинтинского массивов, Жалаир-Найманской зоны, Тектурмаса, Северного Прибалхашья.

На севере и западе Казахстана время наиболее интенсивного тектонического скупивания приходится на средний и поздний ордовик, причем на рубеже этих эпох, по-видимому, произошла, как и на Чингизе, смена направления и характера движений (сначала шарьирование, затем аккреция). В центральных районах, среди герцинид Северного Прибалхашья, тектоническое нагромождение и совмещение в разрезах различных по возрасту и формационной принадлежности серий или продуктов их дезинтеграции имели место в силуре, фамене, возможно, и позже. На крайнем востоке, в другой герцинской области — Иртыш-Зайсанской — сначала возник аккреционный комплекс (средний? девон—турне, Иртышская зона смятия), а покровообразование происходило в целом позже, со среднего вize вплоть до позднего карбона, и было приурочено в основном к осевой Чарской зоне (см. рис. 75,а).

Таким образом, общая картина проявления тектонического скупивания в палеозоидах Центрального и Восточного Казахстана представляется очень пестрой. Этот процесс был определяющим на относительно ранних этапах развития территории, когда в разных местах в разное время существовали и видоизменялись островодужные структуры и смежные бассейны с океанической корой. Тектоническое расслоение и скупивание происходили многократно и сопровождалось чередованием разных кинематических типов — шарьяжного и аккреционного, которые могли иметь и разную пространственную направленность. Это привело к сложной мозаике покровных и аккреционных (чешуйчатых) структур. Их расшифровка на базе комплексного использования тектонического, литологического и стратиграфического методов исследования будет несомненно способствовать новому импульсу успешных поисков полезных ископаемых в столь важном в сырьевом отношении регионе.

АЛЬПИЙСКИЙ ПОЯС

АЛЬПЫ

Альпы — классическое покровно-складчатое сооружение. Первые покровы были установлены здесь еще в прошлом веке. В блестящих работах Бертрана, Шардта, Люжона, Гейма, Аргана, Штауба и др., проведенных в конце прошлого — начале этого столетия, были сформулированы общие положения теории

шарьяжей, касающиеся морфоструктурного, вещественного и историко-тектонического аспектов проблемы. Полнота и качество этих исследований были таковы, что до сих пор их результаты не потеряли своего значения, а сами Альпы являются признанным тектонотипом складчатого сооружения, характеризующегося покровным строением.

В самом общем виде структура Альп представляется как гигантский пакет морфологически разнообразных покровов, каждый из которых сложен отложениями, соответствующими определенной структурно-формационной зоне. Тектоническое совмещение этих комплексов происходило в результате регионально выраженного горизонтального сжатия, ориентированного нормально к общему простиранию Альп. Такое сжатие реализовывалось неравномерно как по вертикали, так и по латерали, что приводило к максимальному скучиванию масс на глубинных уровнях, тектоническому расслоению деформируемых толщ и выжиманию поверхностных масс в виде покровов. Подобного рода модель обосновывалась многими геологами (например, Кобером, Хелблингом и Краусом). Она в целом удовлетворительно объясняет образование структуры не только Альп, но и большинства складчатых систем Альпийско-Гималайского пояса.

В пределах Альп выделяются четыре системы покровов (с севера на юг): Гельветская, Пеннинская, Восточно-Альпийская и Южно-Альпийская (рис. 79).

Гельветская система покровов протягивается от долины Роны, на западе, до верховьев Рейна и далее к востоку в пределы Австрийских Альп. Обычно выделяются Субгельветские, Гельветские и Ультрагельветские покровы, соответствующие отдельным частям мезозойского шельфа и континентального склона. Сейчас общепринятыми являются представления, согласно которым каждый покров сложен отложениями, различающимися в фаціальном и мощностном отношении. Установлено, что нижние (первоначально северные) элементы сложены мелководными, менее мощными и менее стратиграфически полными осадочными сериями. Наоборот, верхние (южные) — характеризуются мощными, более глубоководными осадками.

Автохтонные образования представлены системой герцинских кристаллических массивов, образованных гнейсами и гранитами, среди которых установлены палеозойские и докембрийские породы. Как внешние (Эгюий-Руж и Аарский), так и внутренние (Монблан, Тавеч, Готтардский) массивы подверглись интенсивному расланцеванию и милонитизации в альпийское время. Степень переработки пород кристалликума возрастает по направлению к внутренним массивам. Довольно часто среди милонитовых сланцев сохраняются клинья мезозойских пород, крупнейшими из которых являются "грабен-синклинали" Шамони (между Эгюий-Ружем и Монбланом) и Урзерен (между Аарским и Готтардским). Указанные клинья — корни Гельветских покровов. Для параавтохтонных покровов корневой является синклиналь Шамони. Гельветский аллохтонный комплекс формировался в пределах массивов Монблан и Тавеч, ультрагельветский — на территории Готтардского массива.

Гельветская аллохтонная масса включает морфологически разнообразные структуры. В Западной Швейцарии это субгельветские (параавтохтонные) покровы Мёркль и Диаблере, а также гельветский покров Вильдхорн (рис. 80). В морфологическом отношении они представляют собой пакет лежащих складок, ядра которых сложены юрско-меловыми терригенно-карбонатными отложениями, оболочки — нуммулитовыми известняками и эоценовым флишем. Все складки имеют монолитное строение, хотя дисгармония разнокомпетентных слоев развита в значительной степени. Как показали специальные исследования [209], морфология структур меняется в восточном направлении (в сторону Аарского массива). Так, в Центральной Швейцарии только нижние покровы представляют собой ныряющие складки (Уриротшток и Аксен), образованные юрско-палеогеновой толщей. Верхний покров (Друсберг) — сорванная мел-палеогеновая

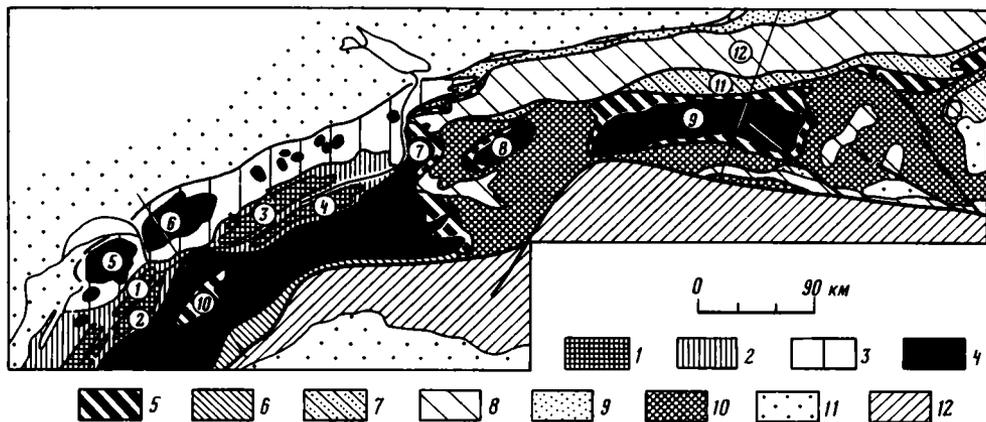


Рис. 79. Схема тектоники Альп

1 — внешние автохтонные массивы кристалликума; 2 — их мезозойско-кайнозойская осадочная оболочка; 3 — Гельветские и Ультрагельветские покровы; 4 — Пеннинские покровы; 5 — нижние Восточно-Альпийские покровы; 6—10 — верхние Восточно-Альпийские покровы; 6 — кристалликум, 7 — палеозойские отложения, 8 — мезозойско-кайнозойские отложения, 9 — флишевая зона Восточных Альп, 10 — корневая зона Восточных Альп; 11 — альпийская моласса (неоген); 12 — Южные Альпы. Структурные элементы: 1 — Эгюий-Руж, 2 — Монблан, 3 — Аарский, 4 — Готтард, 5 — Предальпы Шабле, 6 — Романские Предальпы, 7 — полуокно Прэтигау, 8 — окно Энгадин, 9 — окно Таурин, 10 — останец Дан-Бланш, 11 — Граувакковая зона, 12 — Северные Известняковые Альпы

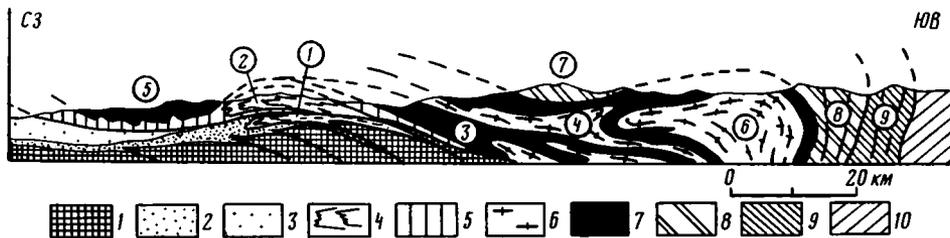


Рис. 80. Геологический профиль через Центральные Альпы [189] с упрощениями

1 — кристалликум внешних автохтонных массивов, 2 — их мезозойско-кайнозойская осадочная оболочка, 3 — моласса, 4 — Гельветские покровы, 5 — Ультрагельветские покровы, 6 — кристалликум Пеннинских покровов, 7 — мезо-кайнозойские отложения Пеннинских покровов, 8 — нижние Восточно-Альпийские покровы, 9 — верхние Восточно-Альпийские покровы, 10 — Южные Альпы. Структурные элементы: 1 — покровы Мёркль и Диалере, 2 — покров Вильдхорн, 3 — покров Симплон-Тичино, 4 — покров Сен-Бернар, 5 — Предальпы, 6 — покров Монте-Роза, 7 — покров Дан-Бланш, 8 — корневые зоны Сезио-Ланцо и Канавезе, 9 — зона Ивреа-Вербано. Профиль соответствует западной линии на рис. 79

пластина, резко продвинутая к северу и автономно смятая в лежащие складки, рассеченные системой пологих надвигов. На территории Восточной Швейцарии аллохтон сложен на несколько относительно слабо дислоцированных пластин. Это покровы Шилт, Гуфельштот и Мюрчен (отложения перми, триаса и юры), Гонзен (отложения средней и верхней юры), Сентис (отложения мел-палеогена).

Ультрагельветские покровы — серия пластин, образованных мезозойскими и кайнозойскими, наиболее глубоководными отложениями. Основная их масса сохранилась в районе Предальп (покровы Внешних и Внутренних Предальп), где выделяется до пяти обособленных пластин.

Рассматривая механизм формирования Гельветских покровов, отметим сле-

дующее. Горизонтальное сжатие Альп обусловило дробление кристаллического фундамента Гельветской зоны, его расплющивание, особенно резко проявившееся во внутренних массивах. Дифференцированное смещение клиньев кристалликума привело к структурному обособлению относительно пластичного осадочного чехла, его срыв со своего основания вдоль пластичного, механически ослабленного существенно гипсоносного триасового горизонта. Сформировавшиеся избыточные массы чехла шарьировались к северу. В Западной и Центральной Швейцарии поднятие внешних герцинских массивов создавало уклон, вдоль которого происходило оползнение аллохтонных масс, сопровождавшееся накатыванием их южных (тыловых) частей на фронтальные. Это предопределило возникновение характерной (ныряющие складки) покровной структуры. В Восточной Швейцарии, где подобные массивы отсутствуют, шарьирование шло в виде серии сорванных пластин.

Пеннинская система покровов прослеживается от Приморских и Лигурийских Альп до Граубюндена и далее к востоку, в пределы тектонических окон Энгадин и Тауэрн. Лучше ее строение изучено в Лепонтинских Альпах и Граубюндене. Обычно здесь выделяются [189, 206] три аллохтонные массы, нижняя из которых соответствует Валисской, средняя — Бриансонской, верхняя — Пьемонтской зонам. В палеотектоническом смысле северная Валисская зона представляла собой прогиб, выполненный в основном мощной серией блестящих сланцев, изредка ассоциирующих с офиолитами. Сходное строение имеет и Пеннинская зона. Однако офиолиты представлены здесь шире. Разделяющая оба прогиба Бриансонская зона — поднятие, сложенное в основном известняками. Характерно также выпадение некоторых горизонтов (например, нижней юры и частично нижнего мела).

В Лепонтинских Альпах (к югу от Аарского массива) вскрыты самые нижние структурные элементы ("кульминация Симплон-Тичино"). Автохтон представлен здесь гранитогнейсами Верампио, выше которых залегает пакет лежащих складок — покровы Антигорио, Лебедун и Монте-Леоне. Все перечисленные покровы имеют стандартное строение. Их ядра сложены гранитогнейсами, пара- и ортогнейсами, оболочки — кварцитами, доломитами и гипсами триаса, блестящими сланцами и офиолитами лейаса-неокома, верхнемеловым флишем. Осадочные отложения часто отжаты к замкам складок, где образуют хаотическое нагромождение дисгармоничных складок.

Средний аллохтон (покров Сен-Бернар) образует гигантскую амплитудой (90—100 км) массу. Ее ядро также сложено претерпевшими альпийскую ремобилизацию варисскими гранитами и гнейсами, метаморфизованными верхнепалеозойскими отложениями (сланцы Казанна). Оболочка представлена пермским веррукано, кварцитами, гипсами и доломитами триаса, среднеюрским пестроцветным с углями горизонтом, верхнеюрскими известняками, верхнемеловыми известняками, зоценовым флишем. В отличие от нижнего аллохтона осадочные отложения бриансонского типа были сорваны со своего кристаллического основания, дав начало обособленному элементу (покров Средних Предальп или Клиппеновый), резко продвинутому к северу и перекрывшему гельветские и ультрагельветские толщи (см. рис. 79, 80).

Верхний аллохтон (покров Монте-Роза) имеет в принципе то же строение. Это гигантская единая складка, ядро которой сложено герцинскими гранитогнейсами, оболочка — триасовыми, юрскими и меловыми отложениями, включая офиолиты и блестящие сланцы. В морфологическом отношении она представляет собой каплевидную массу с раздутой средней и суженной концевыми частями, вдавленную в тело покрова Сен-Бернар. Сейчас установлено, что оболочка покрова включает несколько пластин, пакет которых облекает гранитогнейсовое ядро. В работах Набольца [232] было показано, что гранитогнейсовые ядра Пеннинских покровов развились из пород герцинского фундамента в

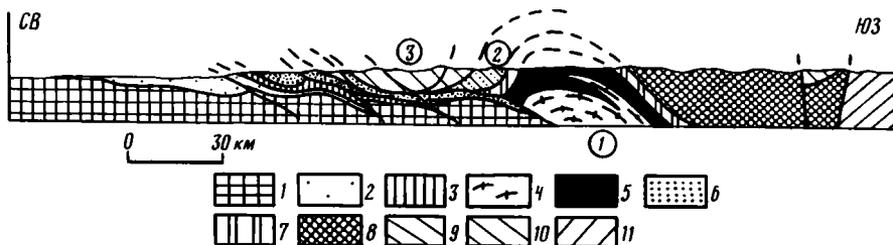


Рис. 81. Геологический профиль через Восточные Альпы [187, 195] с упрощениями
 1 — варисский автохтон; 2 — альпийская моласса; 3 — Гельветские покровы; 4—6 — Пеннинские покровы: 4 — кристаллиникум, 5 — палеозойские и мезозойские отложения чехла, 6 — флиш (верхний мел—палеоген); 7 — нижние Восточно-Альпийские покровы; 8—10 — верхние Восточно-Альпийские покровы: 8 — кристаллиникум, 9 — палеозойские отложения, 10 — пермские и мезозойские отложения; 11 — Южные Альпы. Структурные элементы: 1 — окно Тауэрн, 2 — Граувакковая зона, 3 — Северные Известняковые Альпы. Профиль соответствует восточной линии на рис. 79.

результате их ремобилизации и постепенного внедрения в мезозойский осадочный чехол. По сути, не испытывая значительного дробления, герцинские граниты и гнейсы проникли в него, образуя антиклинали амплитудой 30—40 км и более. Основной причиной такого внедрения являлся процесс выжимания платиных пород цоколя в условиях сокращения его площади на глубинных уровнях. Иными словами, общий механизм возникновения покровов, обоснованный уже давно для Гельветских Альп, вполне применим и для Пеннинских. Основное отличие заключалось в том, что массы кристаллиникума Пеннинской зоны были гораздо пластичней таковых в Гельветской, что обусловило их тектоническое перемешивание с отложениями чехла. В этом плане рассматриваемые структуры противоположны сорванным покровам. Однако и здесь процессы тектонического расслоения играли определенную роль, на что указывает обособление пластин Срединных Предальп, сложенных породами чехла, сорванного со своего фундамента при формировании покрова Сен-Бернар.

Восточно-Альпийская (Австро-Альпийская) система покровов обнажается в основном на территории Восточных Альп. Она представляет собой обширную аллохтонную массу, продвинутую в среднем на 150 км к северу относительно южной границы полосы распространения гельветских и пеннинских образований, на которых залегают. В Западных Альпах восточно-альпийские комплексы представлены либо в виде относительно узкого пояса крутых клиньев (корневые зоны Сезио-Ланцо и Кановезе), либо в виде тектонического останца (покров Дан-Бланш), отстоящего от корневой зоны примерно на 65 км к северу.

Покровные соотношения Восточно-Альпийского аллохтона с подстилающими элементами отчетливо наблюдаются во многих местах. Так, в долине Прэтигау, в структурном отношении представляющей собой ядро широтной плоской антиклинали, вскрыт пеннинский мел-палеогеновый флиш. Выше него очень полого залегают восточно-альпийские элементы: покровы Зульцфлю, Фалкнис, Ароза, сложенные в основном триасовыми, юрско-меловыми, реже палеозойскими и кристаллическими породами. Сходные соотношения установлены в окнах Энгадин и Тауэрн (рис. 81), позволяющих проследить отложения пеннинского типа под Восточно-Альпийскими покровами.

Восточно-Альпийская система включает нижние и верхние покровы. На западе нижние покровы представлены в массиве Дан-Бланш. Они залегают здесь на юрско-меловых блестящих сланцах с офиолитами ("зона Комбен"), характеризующихся перевернутым залеганием. Собственно аллохтонная масса Дан-

Бланш образована докембрийскими гнейсами Вольпелин и герцинскими гранито-гнейсами Аролла. В сложных структурных соотношениях с ними находятся филлиты и порфиroidы карбона—перми, кварциты, известняки, доломиты триаса, известняки и доломиты юры [206]. Кроме того, в виде отдельных пластин здесь присутствуют блестящие сланцы. Массив имеет сложную структуру. По сути дела, это лежачие складки пеннинского типа, рассеченные надвигами на серию пластин (покровы Мон-Мари и Монте-Эмилио).

Как уже отмечалось, в Восточных Альпах нижние элементы представлены покровами Зульцфлю, Фалкнис, чешуями "зоны Ароза" и др., породы кристалликума — в основном герцинскими хлорит-серицитовыми сланцами, кварцитами, пегматитами, гранитами, редко очковыми гнейсами. Выше несогласно залегает терригенная толща пермо-карбона, гипсы, пестроцветные песчаники и сланцы, доломиты триаса, юрско-меловой карбонатно-терригенный и терригенный флиш, радиоляриты, известняки. В структурном отношении это чрезвычайно сложно построенный элемент, состоящий из многочисленных пластин. Считается, что они сформировались в результате расплостования системы покровных складок. Иногда этот процесс соотносится с процессом развальцевания нижних покровов под гигантской массой верхних.

Верхние покровные элементы представлены только в Восточных Альпах. В основании разреза здесь залегают кристаллические сланцы и гнейсы докембрия и частично нижнего палеозоя, испытавших герцинский метаморфизм. В виде системы сорванных пластин выше расположены отложения со стратиграфическим диапазоном кембрий—нижний карбон (Граувакковая зона, Грац, Гурткальский покров). В юго-западной части Восточных Альп кристалликуму трансгрессивно перекрыт каменноугольно-пермским веррукано, выше которого следуют пестроцветные песчаники, гипсы, доломиты, известняки триаса, фациально разнообразные известняки юры и мела. Орогенный комплекс верхнего мела—палеогена выполняют впадины гозауского типа.

Верхние Восточно-Альпийские покровы — классический пример структурного расслоения шарьюруемой массы [181]. Это система гигантских сорванных пластин. Основную часть аллохтона здесь слагает пластина древнего кристалликума, расположенная в южной части зоны. Выше в виде сорванных покровов залегают отложения нижнего и среднего палеозоя, местами надвинутые на мезозойские отложения (Гурткальский покров). Также сорванный и автономно деформированный элемент образуют мезозойские отложения. Основная их масса сосредоточена в Северных Известняковых Альпах, где триасово-юрские отложения залегают либо на Гельветских покровах, либо на мел-палеогеновом ультрагельветском флише. Покров Северных Известняковых Альп имеет сложное чешуйчатое строение. Разнофациальные карбонатные комплексы триаса и юры образуют здесь серию пластин (покровы Нижний и Верхний Хальштатские, Дахштейн и др.).

Механизм формирования системы верхних Восточно-Альпийских покровов, по-видимому, сводился к структурному расчленению всего аллохтона на три основные пластины (снизу вверх): кристалликум, ниже- и среднепалеозойские отложения, верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Верхние элементы были сорваны со своего основания и независимо продвинуты к северу. Максимально были смещены мезозойские отложения, давшие начало покровам Северных Известняковых Альп.

В Южно-Альпийской системе покровов в отличие от рассмотренных зон, структура которых имеет четкую северо-западную или северную вергентность, разрывно-складчатые нарушения обращены к югу. В северной части Южных Альп, по границе с восточно-альпийскими образованиями протягивается зона Ивреа—Вербано. В ее пределах вскрыты древнейшие породы, представленные (снизу вверх): 1) лерцолитами, 2) метабазитами, 3) чередованием

метабазитов и кислых гранулитов, 4) "строналитами" (низкощелочными гранат-силлиманитовыми гранулитами), 5) биотитовыми гнейсами с прослоями мраморов, 6) орто- и парагнейсами, амфиболитами, прорванными герцинскими гранитами [225]. В основном это докембрийские породы, трансгрессивно перекрытые каменноугольно-пермским веррукано. Лишь в районе Караванкена присутствуют ордовикские силурийские и девонские карбонатно-терригенные с основными эффузивами и карбонатные отложения. Разрез мезозоя имеет общие черты с таковым в Восточных Альпах. Выше веррукано залегают известняки и доломиты триаса; далее следуют юрско-нижнемеловые кремнистые известняки, радиоляриты, известняки в биогермово-оолитовой, аптиховой и "аммонитико-россо" фациях, верхнемеловой флиш, палеогеновые известняки. Моласса имеет олигоцен-миоценовый возраст.

На территории Южных Альп покровно-надвиговые нарушения проявлены достаточно широко. В Бергамских, Доломитовых и Венецианских Альпах они особенно характерны для верхнепалеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений, сорванных со своего кристаллического основания. Это бесчисленные, залегающие полого, обращенные к югу чешуи, обычно относительно небольшой (несколько — первые десятки километров) амплитуды.

Решающее значение для понимания региональной структуры не только Южных, но и Альп в целом имеет зона Ивреа—Вербано. Ее строение рассмотрено ранее. Поэтому в настоящем разделе отметим лишь некоторые основные положения. Зона включает несколько круто падающих к югу полос (клиньев). На севере это собственно зона Ивреа, насыщенная телами ультрабазитов, метагаббро, диоритов, внедрившихся в гранулиты. Южнее расположена Кинцигитовая зона — в основном это гнейсы с телами герцинских гранитов. И, наконец, зона Чяро — догерцинские гнейсы (абсолютный возраст 613—260 млн лет), включающие тела филлитов и сланцев.

Считается [16], что метабазиты и гранулиты соответствуют нижним частям континентальной коры, ультрабазиты — выжимки мантийных пород. Такая интерпретация подтверждена комплексными геофизическими исследованиями. Показано [27], что кора в пределах Альп содержит разуплотненные горизонты. Наиболее выдержанный из них расположен на глубине 10—20 км и характеризуется сейсмическими скоростями 5,5—5,8 км/с (перекрывающий горизонт характеризуется скоростями 6,5—6,8 км/с). Характер профиля резко меняется в районе зоны Ивреа—Вербано. Здесь у поверхности расположен пласт высокоплотных пород со скоростями 7,2—7,38 км/с. Он погружается к юго-востоку, смыкаясь под равниной р. По с мантией (скорость сейсмических волн 8,3 км/с). Указанный слой высокоплотных пород рассматривается как мантийная пластина. Некоторое понижение волновых скоростей в ее пределах связывается с переработкой мантийных образований коровыми процессами.

Мантийная пластина в Южных Альпах подстилается горизонтом со скоростями волн 4—5 км/с. Пространственно он соответствует верхнему коровому "волноводу" (глубина 10—20 км) Альп. Однако столь anomalно малые значения скоростей заставляют предположить присутствие здесь жидкой фазы [225]. Блок мантийных пород, надвинутый на частично расплавленные сиалитические породы, по-видимому, занимает нестабильное положение, что подтверждается изостатическими движениями, существующими в Центральных Альпах и сейчас.

Сказанное не оставляет сомнения в том, что весь блок Южных Альп надвинут на образования Пеннинских и Восточных Альп. Во фронтальной, наиболее сдавленной его части на поверхность выведены породы "базальтового слоя" (кислые и основные гранулиты), а также зоны перехода кора—мантия. Собственно мантийные породы вскрыты в меньшей степени, хотя в значительных объемах присутствуют на глубине. Время надвигания остается дискуссионной

проблемой. Очевидно, что большое значение имели как варисцийские, так и альпийские движения.

В заключение отметим, что Альпы могут служить примером складчатого сооружения, в пределах которого совмещены коровые пластины разного уровня отслоения. Здесь широко развиты покровы чехла (все зоны Альп, но особенно они характерны для Гельветской), покровы, формирование которых обусловлено срывом в основании гранитогнейсового комплекса (Пеннинская и особенно Восточно-Альпийская зоны), и, наконец, покровы, возникшие в результате смещения всей толщи коры и части верхней мантии (Южные Альпы). Появление "волновода" внутри континентальной коры, изменение в связи с этим ее структуры, по-видимому, имело первостепенное значение не только в образовании системы срывов, но и в дальнейшем шарьировании обособившихся пластин.

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

Большой Кавказ представляет собой сложное складчато-покровное сооружение, образованное в результате позднеальпийских тектонических движений из трех мезозойских макроструктур — Скифской¹ и Закавказской континентальных плит и разделявшей их обширной морской впадины. В современной его структуре отчетливо выражено лишь южное ограничение Скифской плиты, представленное Главным надвигом. Граница Закавказской плиты, основной отличительной особенностью которой является наличие мощной порфиритовой серии байоса, может быть прослежена в западной части центрального сегмента, за пределами которой она поддвинута под сорванные с фундамента осадки располагавшейся севернее впадины и отчасти под Скифскую плиту. Вследствие того, что морская впадина обладала, вероятно, более тонкой и плотной корой, в эпохи сжатия она оказалась почти целиком поддвинутой под Скифскую плиту. По крайней мере выходы ее субстрата на Большом Кавказе достоверно не установлены.

Что касается доальпийского фундамента, то совмещение на небольшом пространстве Большого Кавказа таких разнотипных геотектонических структур, как окраины двух древних континентальных плит — Восточно-Европейской и Гондванской, палеозойских островодужных и окраинно-морских формационных комплексов, рубцовой зоны и офиолитовых аллохтонов океанического бассейна Палеотетис свидетельствует также о значительных масштабах тектонического сучивания в палеозое. Это выразилось в расслоении земной коры и широком развитии в доальпийской структуре Кавказа тектонических покровов, надвигов и сдвигов. Можно полагать, что доальпийское основание Кавказа имеет чешуйчато-надвиговое и покровное строение не только в своей обнаженной части, как это сейчас твердо установлено, но и на остальной территории, где основание скрыто под мезозойско-кайнозойским чехлом, а также и в более глубоких частях.

Рассмотрим строение доальпийского основания по мере рассмотрения трех главных альпийских зон Большого Кавказа: краевой части Скифской плиты, зоны покровов Южного склона и краевой части Закавказской микроплиты.

Структуры южного края Скифской плиты

В строении Большого Кавказа ведущую роль играет Скифская плита, надвинутая и вовлеченная в альпийский орогенез, окраина которой испытала деформации, интенсивность которых возрастает по мере приближения к ее краю. Северная слабо деформированная часть Скифской плиты представлена молассовым бассейном, характеризующимся развитием крупных пологих структур

¹ В мезозое—кайнозое Скифская плита составляла край Восточно-Европейской платформы.

платформенного типа. Основными элементами современной структуры молассового бассейна являются обширные Азово-Кубанская и Терско-Каспийская впадины, разделенные Ставропольским поднятием. Обе впадины имеют сходное строение: фундамент их в целом полого погружается к югу до отметок 8—10 км и более в пределах Индо-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. Мощности осадочного чехла также увеличиваются в южном направлении, особенно возрастает мощность моласс, достигающая 5—6 км.

Более интенсивно деформированная окраина Скифской плиты входит в состав орогена Большого Кавказа, северная граница которого выражена Ахтырским и погребенным Черкесским разломами, Кабардинской правосдвиговой зоной, Северным фронтальным надвигом Восточного Кавказа, Западно-Каспийской зоной сдвигов и Крызско-Сиазанским надвигом. На центральном и восточном сегментах эта линия, скорее всего, соответствует фронту поддвинутой с юга литосферной пластины, или, иными словами, ограничивает шарьированную часть Скифской плиты. Пешехской, Кабардинской и Западно-Каспийской зонами сдвигов плита разделяется на четыре неравноценных сегмента (рис. 82).

Северо-Западный, Восточный и Юго-Восточный сегменты характеризуются складчатым и складчато-покровным строением осадочных толщ с многочисленными срывами на границе пород различного литологического состава.

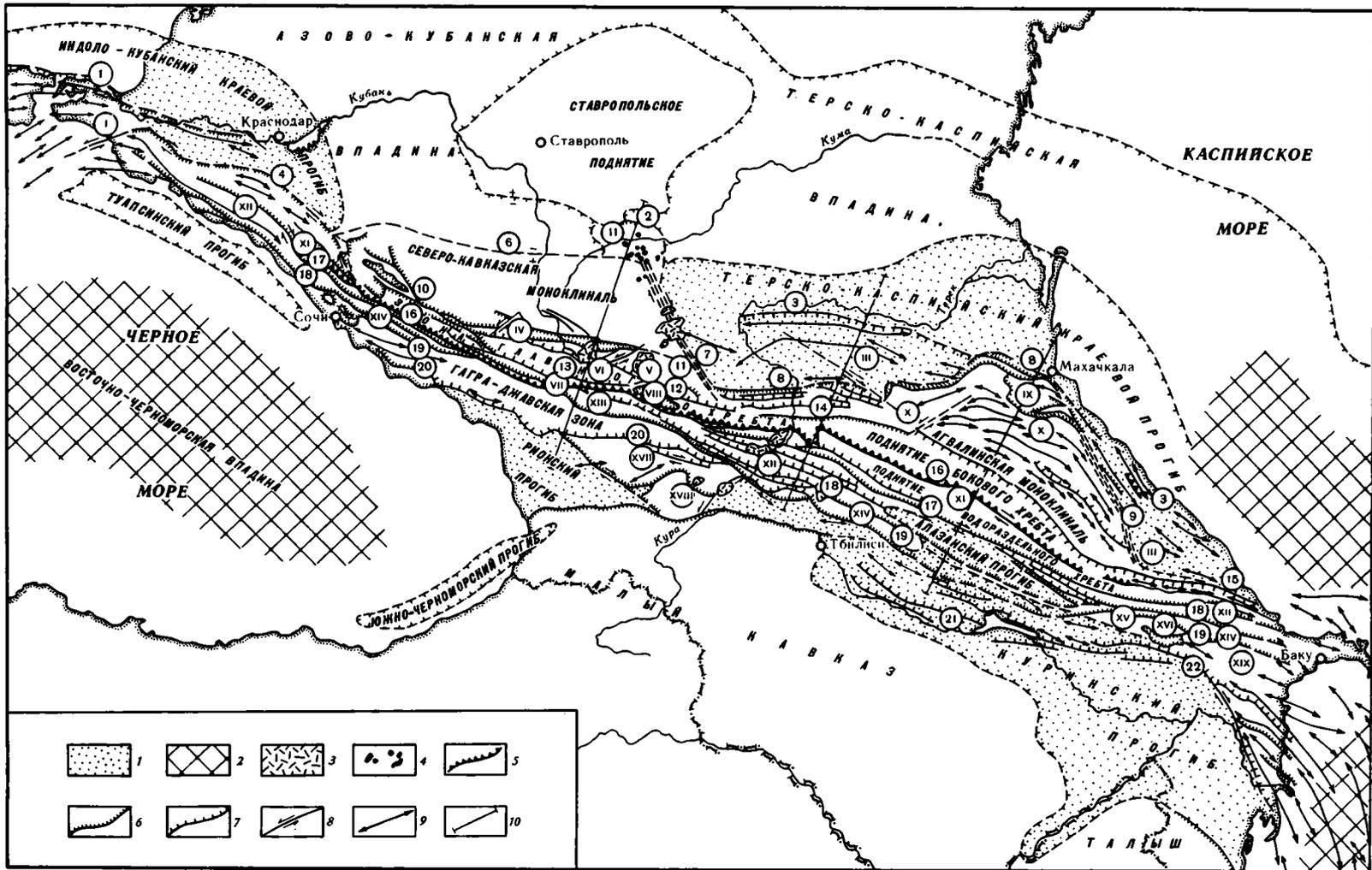
По среднеюрской генерации надвигов (Чаталтапинский и Чомултапинский покровы по В.И. Резникову, Фиагдонский покров) относительно более глубоководные лейас-ааленские осадки надвинуты на север на шельфовые. В позднеальпийское время основной поверхностью надвигания служили Ахтырский разлом и упомянутые выше надвиги, по которым на молассы краевых прогибов надвинута толща мезозойских отложений. В южной части сегмента широкое развитие получили надвиги с северным падением сместителя.

В центральной сегменте в структурах аллохтонной окраины Скифской плиты запечатлены деформации четырех основных эпох: герцинской, индосинийской, позднекиммерийской и собственно альпийской. Доальпийский фундамент четко отделяется преднижнеюрским угловым и стратиграфическим несогласием от мезозойско-кайнозойского комплекса.

Во внутренней структуре фундамента можно различить герцинские и индосинийские деформации покровного и складчато-разрывного типов, а также позднекиммерийские и альпийские, которые диагностируются лишь в тех случаях, когда в них вовлечены юрские и более молодые отложения.

Герцинские деформации покровно-складчатого типа хорошо представлены в зонах Бечасынской, Передового и Главного хребтов. Главная фаза шарьирования и последующей складчатости приходится на середину карбона, визейский век. С позднего визе на Северном Кавказе начал формироваться орогенный чехол (неоавтохтон I), перекрывающий с угловым несогласием смятые в складки нагромождения пластин среднего—нижнего палеозоя и докембрия. Конечно, и в предшествующие периоды развития происходило расслоение верхних частей земной коры с надвиганием одних зон на другие, но эти осложнения структуры фиксируются лишь образованием олистостромовых толщ, как, например, в середине девона (по последним данным, в нижнем карбоне) в Передовом хребте (содержат олистолиды силурийских флитов и девонских флишевых толщ и рифовых известняков).

В Бечасынской зоне протерозойские(?) метаморфические сланцы образуют крупную и сложно построенную антиформную структуру. Они представлены амфиболитами, хлорит-серицитовыми, хлоритовыми, кварц-серицитовыми, гранато-сланцевыми и кварц-сланцевыми сланцами бечасынской и чегемской свит [5], прорванными герцинскими гранитами, а также порфиробластовыми плагиосланцами шаукольской свиты. С амфиболитами обычно ассоциируют небольшие массивы серпентинитов. На протерозойских отложениях в ряде мест по



рекам Кубань и Тызыл залегают тектонически сорванные с основания, слабее метаморфизованные, песчанистые с гравелитами и конгломератами толщи верхнекубанской свиты, содержащие продукты размыва древних плагиигранитов и редкие пласты песчаников с терригенным микроклином. Вверх по разрезу они сменяются более тонкозернистыми отложениями, в том числе филлитовидными сланцами и фтанитами.

В строении Хасаутской синформной зоны принимают участие находящиеся в чрезвычайно сложных тектонических взаимоотношениях протерозойские, ордовикские (?), силурийские и девонские отложения, а также гипербазиты. Они объединены в три герцинских тектонических покрова: Хасаутский, Урлешский и Лахранский [6].

Хасаутский тектонический покров занимает самое низкое положение в структуре зоны. Он сложен вулканогенно-осадочным зеленосланцевым комплексом пород малкинской свиты и подстилается или протерозойскими амфиболитами, или кремнисто-вулканогенно-терригенными породами, предполагаемыми аналогами палеонтологически доказанных силур-девонских отложений Тоханского тектонического покрова Передового хребта. Мощность аллохтонной пластины достигает 1300 м. Возраст малкинской свиты не вполне ясен. По литологическому сходству с фаунистически охарактеризованными вулканогенно-осадочными породами зоны Передового хребта они отнесены к среднему палеозою [6], однако часть исследователей по-прежнему считают их протерозойскими.

Хасаутский покров, погружающийся в северо-восточном направлении, перекрыт Урлешским тектоническим покровом. Основание последнего сложено метаморфизованной до стадии зеленых сланцев флишоидной туфоосадочной толщей (шиджатмазской свитой) верхнепротерозойского (?) возраста. На ней с размывом (контакт осложнен тектоническими подвижками, но местами сохранился базальный конгломерат) залегают аркозовые и кварцитовидные песчаники урлешской свиты ордовикского (?)—раннесилурийского возраста, сменяющиеся вверх по разрезу алевrolитами и известняками манглайской свиты, силурийско-раннедевонский возраст которой подкреплен обильными сборами фауны. Мощность этой осадочной серии 1300—1500 м. По левому притоку р. Малки — Уллу-Лахран — породы Урлешского тектонического покрова главным образом манглайской свиты, имеющие сокращенную (250—300 м) мощность и плат-

Рис. 82. Схема основных элементов альпийской структуры Большого Кавказа

1 — краевые и межгорные прогибы; 2 — участки морских впадин с субокеанским типом земной коры; 3 — новейшие эффузии; 4 — неогеновые интрузии; 5 — Главный надвиг Большого Кавказа; 6 — надвиги, ограничивающие покровные комплексы; 7 — прочие надвиги и взбросы; 8 — сдвиги; 9 — оси антиклиналей по периферии горного сооружения; 10 — линии профилей.

I — Керченско-Таманская складчатая зона; II — Минераловодский выступ; III — складчатая зона Терско-Каспийского краевого прогиба; IV — поднятие Передового хребта; V — Балкаро-Дигорский выступ; VI — Тебердинский выступ; VII — Софийский выступ; VIII — Шхарский выступ; IX — пакет покровов Шатского; X — покров Известнякового Дагестана; XI — Гойтхско-Тфанский покровный комплекс; XII — Новоросийско-Дибрарский покровный комплекс; XIII — Сванетская зона, XIV — Чвежипсинско-Ковдагский покровный комплекс; XV — Вандамское поднятие, XVI — Баскальский покров; XVII — Окрибо-Сачхерское поднятие, XVIII — Дзирульский выступ; XIX — Апшероно-Кобыстанская зона. 1 — Темрюкский надвиг; 2 — Нагутский разлом; 3 — Терско-Дербентский надвиг; 4 — Ахтырский надвиг; 5 — Пшехская зона сдвигов; 6 — погребенный Черкесский разлом; 7 — Кабардинская зона нарушений; 8 — Северный фронтальный надвиг Восточного Кавказа; 9 — Западно-Каспийская зона нарушений; 10 — Пшекиш-Тырныаузский разлом; 11 — Четгджарский надвиг; 12 — Уллукамско-Штулинский разлом; 13 — Софийско-Китлодский разлом; 14 — Бурон-Ларский разлом; 15 — Крымско-Сианзанский надвиг; 16 — Главный надвиг Большого Кавказа; 17 — Бекишейско-Малкамудский надвиг; 18 — Краснополяско-Зангинский надвиг; 19 — Воронцовско-Ореховский надвиг; 20 — Абхазско-Лечхумский разлом; 21 — Эриктарский надвиг; 22 — Аджичайско-Алятский надвиг

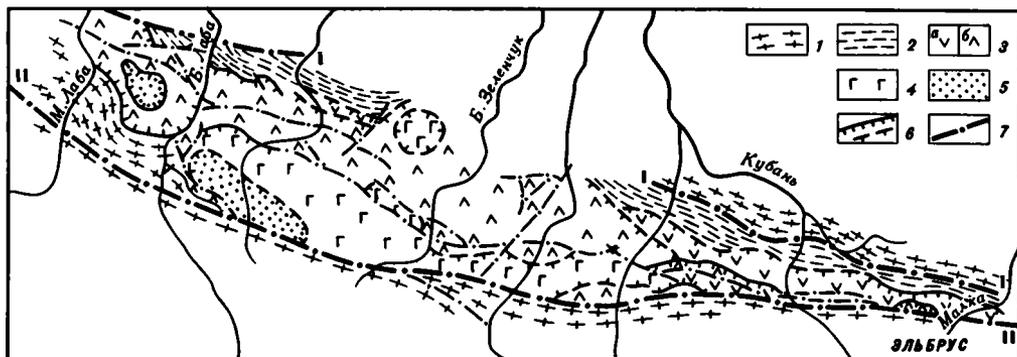


Рис. 83. Тектоническая схема Передового хребта (неоавтохтонные образования сняты)

1 — параавтохтонный докембрийский комплекс зоны Передового хребта, кристаллические породы Главного хребта и Бечасынской зоны; 2 — терригенный комплекс Тоханской палеозоны; 3 — вулканогенно-осадочный комплекс островодужной палеозоны Большого Кавказа (Кизилкольский покров); а — породы Картджюртской и Кенделлярской подзоны (Картджюрская пластина), б — породы Лабно-Зарауской подзоны (Зарауская пластина); 4 — офиолитовый комплекс океанической палеозоны; 5 — докембрийский кристаллический комплекс в аллохтонном залегании (Аугаринский покров); 6 — границы шарьяжей; 7 — крутопадающие разломы (I — Северный, II — Пшекиш-Тырнаузский)

форменный фациальный облик, по серии надвигов контактируют с уллулахранской свитой, имеющей также силур-девонский возраст, гораздо большую мощность (более 700 м) и сложенной кремнисто-терригенными с примесью вулканогенного материала отложениями типа континентального склона. Эта свита относится к Лахранскому тектоническому покрову. На него надвинут один из крупнейших на Северном Кавказе Малкинский гипербазитовый массив. В одной из тектонических пластин в зоне контакта Урлешского и Лахранского тектонических покровов Л.Д. Чегодаевым описаны силурийско-девонские отложения промежуточного фациального типа между манглайской и уллулахранской свитами.

В зоне Передового хребта доверхнепалеозойская структура представляет собой сложно построенный ансамбль тектонических покровов, смятых в складки и усложненных более поздними деформациями (рис. 83). От зон Главного хребта и Бечасынской он отделяется крупными субвертикальными Тырнауз-Пшекишским и Северным разломами. Эти разломы играют существенную роль в современной структуре Передового хребта, но все они являются более поздними по сравнению со структурой покровов.

В основании структуры Передового хребта находятся докембрийские образования параавтохтона Блыбского антиформного поднятия. Возможно, они относились прежде к краевой части Восточно-Европейской плиты. Они представлены мощной (более 1 км) толщей амфиболитов с подчиненным количеством гранато-сланцевых сланцев (балканская свита) и тектонически несогласно залегающей на ней толщей порфиروبластовых плагиосланцев, лейкократовых пара- и ортогнейсов, гранато-сланцевых, кварц-хлорит-мусковитовых и других сланцев с подчиненными телами амфиболитов (армовская свита). Вдоль тектонического контакта между свитами располагаются небольшие массивы серпентинитов. Мелкие согласные со сланцеватостью серпентинитовые тела встречаются и внутри армовской свиты. Вблизи ее подошвы располагаются линзы элогитов, а также амфациит- и дистенсодержащие сланцы. Армовская свита тектонически несогласно перекрыта зеленокаменными девонскими вулканогенными породами Кизилкольского покрова.

Палеозойские породы образуют три главных надвинутых друг на друга

пакета покровов, объединяющих образования трех структурно-формационных палеозон (снизу вверх): континентального склона и окраинного бассейна (Тоханский покров), островной вулканической дуги, или гряды (Кизилкольский покров), и бассейна с океанической корой (Марухский покров).

Тоханский покров образован двумя-тремя отдельными пластинами, внутри которых можно наметить фациальные переходы между отложениями континентального склона и подножия и окраинного бассейна. Возрастной интервал слагающих его преимущественно терригенных пород охватывает силур—ранний карбон; мощности изменчивы, максимальные превышают 1000 м. Это преимущественно алевролиты, филлиты, песчаники, фтаниты, терригенный флиш и олисто-стромовые толщи, известняки и редкие потоки андезитовых порфиритов, тела риолитов и горизонты туфов различного состава. Они подразделяются на ряд свит: андрюкская, бахмуткинская, артыкчатская, полянская, тоханская и др. В основании Тоханского покрова встречаются линзы и протрузии серпентинитов.

Кизилкольский пакет состоит из двух пластин: нижней — Картджуртской и верхней — Зарауской. Обе они сложены фациально изменчивой толщей вулканогенно-осадочных пород, включая лавы, туфы, туфотурбидиты и кремни нижнего—среднего девона и известняково-терригенных пород верхнего девона—турне. Общая мощность превышает 3000 м. Принадлежность девонских вулканитов к последовательно-дифференцированной и контрастной ассоциациям, их геологические, геохимические и петрохимические особенности позволяют отнести их к островодужному типу [1].

Марухский пакет покровов состоит из нескольких пластин и чешуй, достигающих мощности 1000 м. Основную его часть образуют две офиолитовые пластины (рис. 84), представленные стандартным набором осадочных, вулканических, магматических и релитивных пород, находящихся в перевёрнутом залегании [9]. В осадочной их части, в тебердинской свите, имеется находка окаменелостей раннего силура. Местами под офиолитовыми пластинами сохранились небольшие чешуи маломощных глинисто-кремнистых и кремнисто-вулканогенно-терригенных (иногда до 400 м) силурийских пород, клиппены известняков и терригенных пород среднего девона. Принадлежность их к океанической палеозоне не очевидна, и они связаны с Марухским покровом лишь в структурном отношении.

Верхним надвинутым элементом в Передовом хребте является Ацгаринский покров, сложенный опять докембрийскими образованиями: различными кристаллическими, обычно содержащими гранат и ставролит сланцами и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми и иногда амфиболитовыми гнейсами. Наиболее близкими их аналогами являются обнажающиеся в зоне Главного хребта кристаллические сланцы и гнейсы макерской серии. В связи с этим корни Ацгаринского покрова предполагаются в Главном хребте [6]. На востоке Передового хребта и частично в северной краевой части Главного хребта выделяется Кыртыкский покров, являющийся аналогом Ацгаринского покрова и сложенный также протерозойскими (?) породами.

В зоне Главного хребта герцинская структура образована докембрийскими и ниже-среднепалеозойскими породами макерской, буульгенской и лабинской серий, находящихся в сложных тектонических взаимоотношениях.

Наиболее древняя макерская серия представлена реоморфически складчатым мигматит-гнейсовым комплексом с реликтами гранулитов, выше которого располагаются слабо гранитизированные, сравнительно полого складчатые мелкозернистые гнейсы (до 1500 м мощности) и высокоглиноземистые (с андалузитом и силлиманитом) слюдяные сланцы, содержащие пласты амфиболитов в верхней части разреза (более 2000 м). В бассейне р. Большой Зеленчук и в верховьях р. Теберды на северном склоне Кавказа, а также в бассейне

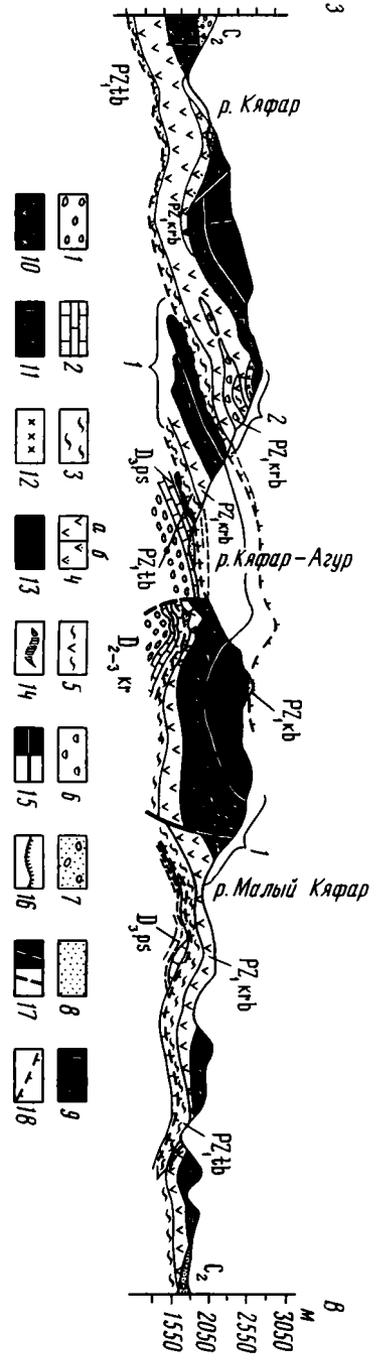


Рис. 84

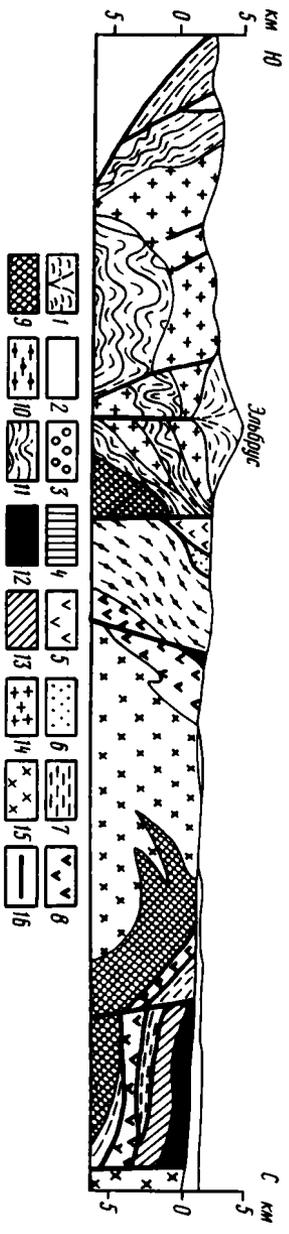
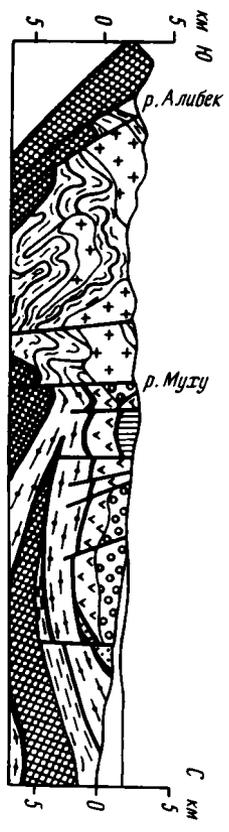


Рис. 85

р. Кодори в Грузии макерская серия залегает обычно на слабее метаморфизованных породах буульгенской серии, представленных в верхней части метаморфизованными кремнисто-вулканогенно-терригенными отложениями, возможно, ниже-среднепалеозойского возраста, а ниже — протерозойскими (?) амфиболитами и биотитовыми парагнейсами. Контакт между сериями пологий тектонический. В северной части Главного хребта макерская серия (ее мигматит-гнейсовая часть), по данным геофизики, погружена на глубину более 10 км. Лабинская серия, хотя и шарьирована, в реконструированном геологическом разрезе, возможно, надстраивает буульгенскую серию. Возраст ее нижней части — дамхурцевской свиты, сложенной вулканогенно-осадочными метаморфизованными отложениями, определен Л.Д. Чегодаевым по находкам водорослей и криноидей как среднепалеозойский (силур—фран). Местами дамхурцевская свита шарьирована на породы макерской серии (Дамхурцевский покров). На дамхурцевской свите тектонически несогласно залегает пластина досилурийских (?) слюдяных, часто обогащенных графитом сланцев лаштракской свиты, а еще выше — пластина с прослоями гранат-ставролитовых сланцев (аджарская свита), относящиеся к Лаштракскому тектоническому покрову. По первичному составу слагающих пород и тектонической структуре лабинская серия, объединяющая разновозрастные тектонические изолированные пластины, является в целом аналогом шарьированных комплексов зоны Передового хребта. При этом дамхурцевская пластина соответствует Кизилкольскому покрову, а корреляция лаштракской и аджарской пластин менее определена.

В пределах развития макерской серии особенно широко развиты палеозойские гранитоиды, среди которых выделяется несколько фаз внедрения.

Метаморфизм пород макерской серии соответствует амфиболитовой (для мигматит-гнейсового комплекса) и эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. В мигматитах по рекам Кубань и Черек сохранились реликты двупироксеновых гнейсов и других реликтовых пород, метаморфизованных до стадии гранулитовой фации. Метаморфизм пород макерской серии проходил в условиях умеренных давлений. Породы буульгенской и лабинской серий метаморфизованы в основном в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, редко — фации зеленых сланцев.

←
Рис. 84. Геологический профиль в верховьях р. Кяфар. Горизонтальный и вертикальный масштабы 1:1

1 — туфоконгломераты; 2 — известняки; 3 — зеленые сланцы; 4 — спилиты, базальтовые порфиры, диабазы (а) и базальтовые плагиоклазовые порфиры (б); 5 — гранатизированные и амфиболитизированные сланцы по базальтодам; 6 — спилиты с перевёрнутыми подушками отдельности; 7 — конгломераты и песчаники среднего карбона; 8 — четвертичные образования; 9 — габброиды; 10 — габбро-диориты, 11 — габбро-амфиболиты; 12 — монциты и сиендиориты; 13 — серпентиниты; 14 — колчеданные рудопроявления; 15 — согласные стратиграфические границы; 16 — граница трансгрессивного несогласного залегания; 17 — разломы; 18 — границы шарьирования пластин. Офиолитовые пластины: 1 — нижняя, 2 — верхняя. Свиты: D_{2ps} — пастуховская, D_{2-3kg} — картджурская, P_{21tb} — тебердинская, P_{21krb} — карабеская

Рис. 85. Схема поверхностной и глубинной структуры тектонически расслоенной земной коры Большого Кавказа (Тебердинское и Эльбрус-Малкинское пересечения)

1 — неоген-четвертичные лавы; 2 — юрские отложения; 3 — верхнепалеозойские отложения (неоавтохтон-1); 4 — офиолиты Марухского тектонического покрова; 5—6 — среднепалеозойские отложения: 5 — в составе Кизилкольского тектонического покрова, 6 — в составе Тоханского тектонического покрова; 7 — ниже-среднепалеозойские (?) отложения Лахранского и Верхнекубанского тектонических покровов; 8 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения неустановленного, возможно, среднепалеозойского возраста в составе Хасаутского тектонического покрова; 9 — протерозойские (?) метаморфические сланцы буульгенской серии, балканской, бечасынской и чегемской свит; 10 — протерозойские порфиробластовые плагиосланцы и гнейсы шаукольской и армовской свит; 11 — докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты макерской серии (Центральнокавказская микроплита); 12 — гипербазиты; 13 — метабазиты, предположительно подстилающие Малкинский серпентинитовый массив; 14, 15 — палеозойские гранитоиды: 14 — в зоне Главного хребта, 15 — в Бечасынской зоне; 16 — разрывные нарушения

Таким образом, герцинская покровная система Большого Кавказа является одним из примеров модели слонстой литосферы. В ее пределах наблюдается чередование довольно мощных литопластин, отвечающих автохтонному и аллохтонному и аллохтонным комплексам, различных по вещественному составу и физическим свойствам. В основании герцинской покровной системы в северной и южной частях Большого Кавказа залегают породы догерцинского фундамента — комплексы основания Восточно-Европейской плиты и Закавказской микроплиты, имеющие также тектонически слоистое строение, возможно обусловленное более древними тектогенезами (рис. 85). Отметим, что литопластина пород макерской серии не имеет аналогов среди досреднепалеозойских метаморфических комплексов и представляет собой, вероятно, фрагмент (*suspect terraine*) самостоятельной микроплиты.

Индосинийские деформации конца триаса — начала юры в краевой части Скифской плиты несомненно имели место, но их не везде возможно отделить от более поздних альпийских, в связи с ограниченностью распространения триасовых отложений и повсеместным присутствием юрских.

Складчатые деформации убедительно доказаны на западе Передового хребта в бассейнах рек Белая и Большая Лаба, где угловые несогласия фиксируются внутри долины, перед верхним триасом (лабинская фаза), перед норием и в основании лейаса. Нижнеюрские отложения можно рассматривать по отношению ко всем предшествующим деформациям как неоавтохтон II.

В центральной и восточной частях Передового хребта индосинийские разрывные нарушения затрагивают верхнепалеозойские и нижнетриасовые молассы, иногда вместе с подстилающим их кристаллическим основанием. Они представлены как крутопадающими разломами, так и надвигами. Например, по Кишкитскому надвигу верхний карбон надвинут на аксаутскую свиту нижней перми и вся эта структура запечатывается подошвой лейаса.

Гитчетырныаузский надвиг среднего палеозоя Передового хребта на верхний карбон, залегающий на кристаллических сланцах Бечасынской зоны, Кыркольский надвиг и другие примеры показывают, что доюрский фундамент Передового хребта после скучивания герцинской эпохи продолжал испытывать сжатия, результатом которых было его сокращение, дополнительное расслаивание и образование ряда небольших покровных структур. При этом в восточной части структура Передового хребта в результате индосинийских, а также альпийских деформаций, затронувших юру, приобрела веерообразный характер (рис. 86) с погружением послескладчатых разрывных поверхностей с севера и юга к осевой зоне с параллельным увеличением их крутизны.

Позднекimmerийские деформации, игравшие огромную роль в формировании современной структуры южного края Скифской плиты на Большом Кавказе, диагностируются лишь по западной и восточной периферии складчато-покровного сооружения в виде стратиграфических и структурных несогласий в основании верхней юры. Позднекimmerийская структура центрального сегмента усложняется по мере приближения к Главному надвигу. Обширные антиклинальные выступы и плоскодонные мульды, развитые по северной периферии горного сооружения, сменяются сильно сжатыми взброшенными клиновидными выступами и крупноамплитудными наклонными пластинами. Пологое северное крыло сегмента занято Северо-Кавказской моноклиналию, южная наиболее деформированная часть которой выражена современным поднятием Передового хребта, ограниченным с юга сложной неоднородной Пшекиш-Тырныаузской зоной разломов.

Зона Главного хребта представляет собой наиболее приподнятую и сложно деформированную окраину Скифской плиты, характеризующуюся развитием крупных выступов основания. Самый западный из них, Чугушский выступ, ограничивающийся с юга Главным надвигом, представлен наклоненной на

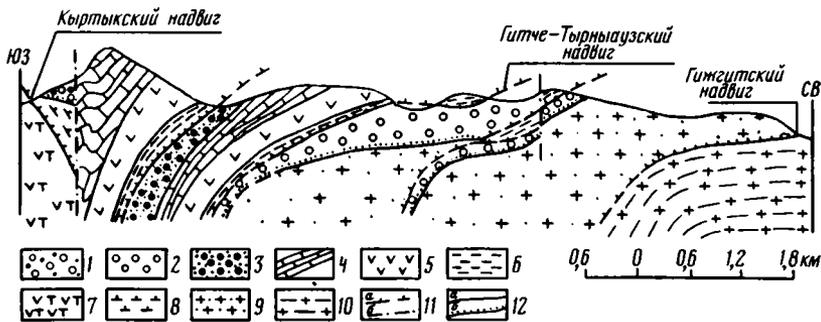


Рис. 86. Строение зоны Передового хребта на левобережье р. Баксан по материалам А.А. Кузнецова, В.С. Исаева, С.А. Курдюмова

1 — пермская красноцветная моласса; 2 — средне-верхнекаменноугольная сероцветная моласса; 3—6 — среднепалеозойский островодужный комплекс: 3 — терригенные отложения нижнего карбона, 4 — известняки и мраморы верхнего девона — нижнего карбона, 5 — вулканогенно-осадочные образования среднего—верхнего девона, 6 — среднепалеозойский окраинно-морской комплекс (филлиты и песчаники); 7 — нерасчлененные отложения среднего палеозоя; 8—10 — допалеозойские образования: 8 — слюдяные сланцы аманчатской свиты, 9 — альбитизированные сланцы шаукольской свиты; 10 — прочие кристаллические сланцы Бечасынской зоны; 11 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — прочие разломы; 12 — стратиграфические границы: а — согласные, б — трансгрессивные

север пластиной и отличается сильной раздробленностью. Строение более протяженного Софийского выступа по простиранию существенно меняется, в северо-западной части его кристаллический субстрат надвинут на юрские осадки Уруштено-Архызской депрессии. Этот выступ также ограничен с юга Главным надвигом.

Тебердинский выступ срезается с севера Пшекиш-Тырныузским и Уллукамско-Штулинским разломами, а с юга — Софийско-Китлодским разломом, по которому на востоке он надвинут на юрские отложения. Балкано-Дигорский выступ представлен типичной наклоненной на север пластиной, более крутой в западной и пологой в восточной частях. С юга она ограничена Уллукамско-Штулинским разломом с вертикальной и горизонтальной амплитудой до 6—8 км. Шхарский и Адайхохский выступы — типичные наклонные пластины с вертикальной и горизонтальной амплитудой не менее 3—5 км.

К следующему к востоку сегменту относится наиболее пережатая часть Большого Кавказа, отличающаяся чрезвычайно сильной раздробленностью и расслоенностью фундамента. На продолжении крупных выступов зоны Главного хребта здесь, в междуречье Ардона и Ассы, появляется серия антиклинальных выступов, вероятно, бескорневых тектонических чешуй. Наиболее отчетливо тектоническая расслоенность проявлена в пределах Кионского покрова, представленного пакетом чешуй из докембрийских, палеозойских и юрских пород с суммарной горизонтальной амплитудой около 10—12 км. На этом участке весьма широко распространены срывы по контакту разновозрастных толщ. Некоторые из этих срывов переходят в обширные тектонические покровы — Фиагдонский покров, образованный чередованием лав основного состава с глинистыми сланцами, который подстилается толщей осадков нижней юры. Юго-восточным продолжением Фиагдонского аллохтона служит Чаухинский тектонический покров, подстилающийся ниже-среднеюрскими породами более южной фациальной зоны¹.

¹ На геологической карте Кавказа масштаба 1:500 000 все эти покровные структуры еще не нашли отражения.

Вследствие переработки собственно альпийскими тектоническими движениями позднекимммерийская структура двух восточных сегментов горного сооружения сохранилась значительно хуже и может быть восстановлена лишь в общих чертах. Она сходна с одновозрастной структурой Центрального Кавказа с той лишь разницей, что здесь более существенную роль играли складчатые деформации.

Внешняя зона Восточного Кавказа характеризуется развитием крупных платформенного типа структур, которые в южном направлении становятся все более сжатыми. Вдоль северной периферии горного сооружения осадочный чехол имеет автохтонное залегание, нарушенное локальными срывами. Вдоль южного же края Скифской плиты автохтонное залегание юрских осадков сохраняется лишь на отдельных локальных участках, на большей части территории они сорваны с основания и занимают промежуточное положение между автохтонно залегающими (на севере) и аллохтонными толщами.

Позднеальпийские деформации южная окраина Скифской плиты испытала вследствие поддвига Закавказской микроплиты с образованием относительно простой на Центральном и более сложной в пределах остальных сегментов моноклинали. Во всех сегментах, кроме центрального, одностороннее поднятие Скифской плиты сопровождалось образованием ретрошарьяжей (Ахтырский, Северный фронтальный Восточного Кавказа и Крызско-Сиазанский надвиг). Крупнейшим из них является Северный фронтальный надвиг Восточного Кавказа, переходящий в покров Известнякового Дагестана с вероятной амплитудой порядка 30—50 км. По этому надвику на позднемезозойско-кайнозойские осадки краевого прогиба шарьированы собранные в протяженные коробчатые складки палеозойско-мезозойские отложения со стороны горного сооружения. На аллохтон Известнякового Дагестана, в свою очередь, шарьирована толща олигоцен-миоценовых отложений с многочисленными чешуями эоценовых мергелей, частично откартированная Н.С. Шатским [165] и названная впоследствии в честь этого геолога пакетом покровов Шатского.

С юга Скифская плита отделяется Главным надвигом, к северу от которого распространены юрские песчано-глинистые осадки, накапливавшиеся в шельфовых условиях, а на юге к нему последовательно подходят и перекрываются им сначала отложения Гойтхско-Тфанской зоны, затем Новороссийско-Дибрарской и южной шельфовой Гагра-Джавской зоны. Видимая горизонтальная амплитуда надвига составляет 10—15 км, истинная оценивается в 100—125 км [35].

Сорванные покровы чехла зоны южного склона Большого Кавказа

Кристаллический субстрат осевой части лейас-ааленской морской впадины и мальм-эоценового флишевого прогиба остается неизвестным. Покровные же комплексы рассматриваются как осадки чехла, сорванные с основания и перемещенные на более высокие структурно-фациальные зоны, т.е. выжатые из первоначально наиболее глубоких впадин и шарьированные вследствие встречного движения Закавказской и Скифской плит (рис. 87, см. вкл.).

В качестве покровных комплексов выделены интенсивно деформированные отложения лейас-ааленской морской впадины (Гойтхско-Тфанской зоны), мальм-эоценового флишевого прогиба (Новороссийско-Дибрарской зоны) и мел-палеогеновые отложения южной субфлишевой (Чвежинсинско-Ковдагской) зоны. Тектонические покровные комплексы чехла охватывают отложения целых фациальных зон и включают значительную часть или весь осадочный чехол, отличаются большой мощностью и амплитудой перемещения. По мере приближения к средней части центрального сегмента все покровные комплексы сильно пережимаются и последовательно перекрываются Главным надвигом.

Гойтхско-Тфанский покровный комплекс включает ранне-среднеюрские отложения, он был соскоблен со своего основания в конце средней юры вследствие поддвигания под Скифскую плиту кристаллического субстрата лейас-ааленской осевой впадины. Основной поверхностью шарьирования служил Главный надвиг, перед фронтом которого сучивались, срывались с основания и деформировались осадки относительно глубоководной впадины. Эти осадки оказались шарьированными на южное крыло лейас-ааленской осевой впадины, а поверхностью их скопления служил современный Бекишейско-Малкамудский надвиг, представлявший собой в конце средней юры фронтальную линию деформированных осадков, к югу от которой осадконакопление не прерывалось тектоническими процессами. На отдельных участках (северо-западный и юго-восточный сегменты, междуречье Ардона—Ассы), очевидно, часть этих осадков была обдуцирована на Скифскую плиту. В результате позднекайнозойских тектонических движений Гойтхско-Тфанский покровный комплекс был приращен к южной окраине Скифской плиты, и в позднем кайнозое, в период формирования более южных покровных комплексов, он перемещался как составная часть этой плиты и был вторично деформирован. В позднеальпийское время, когда роль основных поверхностей шарьирования осадков выполняли более южные надвиги, Бекишейско-Малкамудский надвиг претерпел значительные деформации, вследствие чего наклон его поверхности по простиранию часто меняется от почти горизонтального до вертикального и даже опрокинутого (район г. Туапсе) положения. В пределах северо-западного сегмента Большого Кавказа Гойтхско-Тфанский покровный комплекс занимает осевую полосу орогена шириной до 25—30 км, сужающуюся к юго-востоку до полного выклинивания у пер. Анчхо в верховьях р. Лашипсе. К северо-западу он протягивается к Керченско-Таманской складчатой зоне, о чем свидетельствует наличие обломков кварцевых порфиров, сходных с вулканическими свиты г. Индюк, широко развитыми на междуречье Туапсе и Шахе. Строение покровного комплекса изучено недостаточно. По материалам Д.И. Панова и Н.И. Пруцкого, на северо-западном сегменте выделяется обширный Гойтхский аллохтон, включающий аален-байосские отложения с мощными горизонтами кварцевых порфиров, который тектонически перекрывает чаталтапинскую свиту аргиллитов с горизонтами основных лав. К западу от Пшехской зоны нарушений покровный комплекс смят в крупные простые складки, песчано-глинистые толщи слабо рассланцованы, разрывные нарушения играют подчиненную роль. По характеру взаимоотношения с осадками смежных зон этот комплекс имеет дивергентное строение. В юго-восточном направлении по мере сужения полосы его выходов степень смятия осадков возрастает, крупные складки сменяются более сжатыми, срезанными разрывами с опрокинутыми к югу складками, комплекс приобретает моноклинальное строение и перекрывается Главным надвигом.

Из-под Главного надвига он появляется в верховьях р. Ингури и до Мамисонского перевала прослеживается в виде узкой полоски. К востоку от перевала поле его развития постепенно расширяется до Чаухинского покрова. Сланцы казбекской (J_1) и гудошаурской (J_1 — J_{1a}) и песчано-глинистые отложения бурсачильской (J_2) свит, входящие в этот комплекс, собраны в изоклинальные, опрокинутые к югу складки и разбиты многочисленными продольными разрывами. Восточнее покрова строение комплекса более сложное.

Восточнее истоков р. Алазани основным структурным элементом покровного комплекса является поднятие Водораздельного хребта, характеризующееся весьма разнородным строением. Южное его крыло осложнено сближенной системой чешуйчатых надвигов, по которым на дневную поверхность выведены наиболее древние на Восточном Кавказе доюрские (?) мраморы и синемюркарские отложения. Мраморы обнажаются в виде серии чешуй или клиппенов, разделенных перетертыми сланцами юры.

Изоклиально-чешуйчатое строение имеет весь южный склон Главного (Водораздельного) хребта. Северный же склон отличается более простой, близкой к моноклинали структурой, местами осложненной дополнительными нарушениями. Северная часть его северного склона — Бежетинская депрессия — сложена наиболее молодыми и весьма слабо метаморфизованными осадками тоара-аалена, на которые надвинуты домер-нижнетюарские сланцы Бокового хребта. Бежетинская депрессия, таким образом, служит северным крылом поднятия Водораздельного хребта, аналогичным внутригорным депрессиям Центрального Кавказа.

В восточном сегменте Гойтхско-Тфанский комплекс большей частью смят в опрокинутые на юг и срезанные надвигами складки, но на отдельных локальных участках появляются надвиги на север, как, например, на реках Лопота, Курмухчай. В восточном направлении в связи с омоложением разреза юрских отложений и уменьшением сжатия убывает метаморфизм и смятие этого комплекса, изоклиальные складки и чешуйчатые надвиги сменяются более простыми структурами и постепенно исчезает кливаж.

Причленившись в конце средней юры к южной окраине Скифской плиты, полоса развития Гойтхско-Тфанского покровного комплекса в мальм-зоценовом периоде служила зоной накопления субфлишевых пород, а более тонкие флишевые осадки откладывались южнее, на южном крыле ранне-среднеюрской осевой впадины. В позднеальпийское время на центральном и восточном сегментах перед фронтом Гойтхско-Тфанского покровного комплекса сминались флишевые толщи, а на северо-западном и юго-восточном сегментах он продолжал деформироваться и выжиматься совместно с перекрывающими его более молодыми отложениями.

Флишевый Новороссийско-Дибрарский покровный комплекс, в отличие от Гойтхско-Тфанского, был сформирован только в результате позднеальпийских тектонических движений и охватывает осадки юры, мела, частично палеогена и, вероятно, среднего—позднего палеозоя, в частности, десскую серию Сванетии.

Новороссийско-Дибрарский покровный комплекс ограничен Бекишейско-Малкамудским и Краснополяско-Зангинским надвигами, более южный из которых с видимой амплитудой до 5—10 км и истинной амплитудой не менее 50 км служил поверхностью шарьирования аллохтонного комплекса. Последний повсеместно имеет чешуйчато-надвиговое строение с заметным уменьшением напряженности деформаций на флангах горного сооружения, что, очевидно, связано с уменьшением амплитуды его шарьирования и интенсивности сжатия. В крайней северо-западной части Большого Кавказа он характеризуется относительно простыми складками, которые в юго-восточном направлении становятся все более сжатыми, опрокинутыми на юг. В этом же направлении постепенно возрастает роль чешуйчатых надвигов. В западной части горного сооружения Новороссийско-Дибрарский покровный комплекс шарьирован на параавтохтонный субстрат Чвежипсинско-Ковдагской зоны; при этом по мере продвижения на юго-восток благодаря размыву прифронтальной части шарьяжа появляются все более древние части разреза вплоть до нижнего лейаса. На правобережье р. Мзымта юрские отложения аллохтона перекрывают параавтохтонные осадки южной субфлишевой зоны — ориентированные в северо-западном направлении крупные складки, сложенные на поверхности отложениями байоса—нижнего мела. Видимая амплитуда надвига здесь 7 км. Западнее Новороссийско-Дибрарский покровный комплекс перекрывает субфлишевый аллохтонный комплекс и обнажающиеся в его подошве (Сочинское и Дагомыское тектонические окна) погребенные структуры барьерного рифа Ахцу-Дзыхра, а на правобережье р. Шахе распространяется на зону Закавказской лагуны. В верховьях р. Мзымта полоса выходов этого аллохтонного комплекса сильно сужается, что обусловлено более

интенсивным раздавливанием и выжиманием осадков, а восточнее она полностью перекрывается Главным надвигом, из-под которого появляется в верховьях р. Ингури, при этом основное поле покровного комплекса занято вначале средне- и верхнепалеозойской десской серией и ранне-среднеюрскими породами, собственно-флишевые отложения прослеживаются в виде тонкой полоски, постепенно расширяющейся к юго-востоку.

Среди покровных комплексов зоны Южного склона индосинийские структуры десской серии Сванетии занимают особое место. Они обнажаются в ядрах нескольких антиклинальных выступов, имеющих веерообразное строение с некоторым опрокидыванием на юг. Район ее распространения в структурном отношении резко отличается от остальной части флишевого покровного комплекса и соответствует деформациям Гагра-Джавской зоны.

Мощная, преимущественно терригенная-сланцевая десская серия в историческом плане по отношению к альпийской структуре может рассматриваться в качестве элемента фундамента, хотя, по-существу, по своим механическим свойствам и структурному положению она представляет собой также сорванный покров чехла.

Десская серия охватывает возрастной интервал от девона до триаса и не содержит внутри перерывов и несогласий. По формационным признакам она относится к мелководным и глубоководным образованиям континентального склона и подножия, принадлежавшего, вероятно, южному краю Палеотетиса.

Внутренняя структура десской серии представляет собой пакет круто залегающих чешуй, надвинутых на север. Они перекрываются с ясным угловым и стратиграфическим несогласием нижним лейасом (синемюр). Альпийские структуры, имеющие в отличие от структур десской серии южную вергентность, сильнейшим образом переработали чешуйчатую структуру, возникшую здесь в конце триаса.

В верховьях р. Цхенис-Цкали сильно расширяется поле развития верхнеюрско-меловых флишевых образований и покровный комплекс приобретает отчетливо выраженное чешуйчато-надвиговое строение с опрокинутыми на юг сжатými, зачастую изоклинальными складками. Такой характер деформаций флишевого комплекса сохраняется до верховьев р. Алазань, где он погружается под позднеплиоцен-плейстоценовые отложения Алазанского наложенного прогиба. Его выходы вновь появляются в районе г. Белоканы, где аллохтонный комплекс, по данным Э.Ш. Шихалибейли, ограничивается с юга Дуруджинской покровной пластиной, сложенной среднеюрскими осадками.

Следует отметить, что на всех геологических и тектонических картах в зоне развития флишевых образований наибольшие деформации отмечаются в тех районах, где они занимают обширные площади. При этом как бы намечается наличие трех самостоятельных зон, расположенных по отношению к друг другу кулисообразно: Азербайджанской, выклинивающейся в районе г. Белоканы и расширяющейся к юго-востоку; Грузинской, сужающейся к северо-западу и уходящей под Главный надвиг на правобережье р. Накра, и северо-западной. На самом же деле флишевый прогиб был, скорее всего, единым и разобщение его связано с последующими тектоническими деформациями, неравномерным размывом аллохтонного комплекса, а также его недостаточной изученностью. Он изобилует чешуйчатыми надвигами, переходящими зачастую в покровные пластины, амплитуда и значение которых в ряде случаев не известны.

Чвежипсинско-Ковдагский покровный комплекс характеризуется чрезвычайно сложной чешуйчато-надвиговой структурой и включает большинство известных в настоящее время тектонических покровов южного склона Большого Кавказа. В него входят мел-палеогеновые осадки южной субфлишевой

зоны, шарьированные на разновозрастные отложения от юры до миоцена, иногда нижнего плиоцена более южных зон. Аллохтонное залегание этого комплекса устанавливается по многочисленным окнам и полуокнам, а также данным бурения. Автохтоном для него служат отложения зоны барьерного рифа Ахцу-Дзыхра и Закавказской лагуны, а поверхностью шарьирования является Воронцовско-Орхевский надвиг, видимая амплитуда которого по простиранию меняется от 10—12 до 25—30 км, истинная же, видимо, близка цифре, подсчитанной грузинскими геологами [20], которая составляет 50—60 км. Благодаря незначительной мощности этого комплекса и наличию тектонических окон его внутренняя структура изучена довольно детально.

Субфлишевый покровный комплекс отличается максимальной для всего горного сооружения сложностью строения и состоит из целой серии элементарных покровов, включающих, как правило, несколько чешуй. Наиболее сложное, зачастую хаотическое строение имеет прифронтальная часть аллохтонного комплекса, собранная в сжатые, опрокинутые на юг, вплоть до лежащих и ныряющих складки, рассеченные густой сетью надвигов. Перед его фронтом формировались параавтохтонные покровы, включающие мел-палеогеновые (на северо-западном сегменте) и даже ранне-среднеюрские (на центральном сегменте) отложения, захваченные при его шарьировании. Продвижение Закавказской плиты на север, вызывающее относительное смещение аллохтонного комплекса на юг, приводило в некоторых районах к соскабливанию пластичных толщ автохтона. Этим объясняется образование приповерхностной складчато-покровной структуры Ширакско-Аджиноурской и Кобыстанской зон.

В северо-западной части горного сооружения Чвежипсинско-Ковдагский покровный комплекс перекрывает осадки более южных малым-эоценовых зон. Здесь выделено несколько элементарных аллохтонных пластин, самая северная из которых прослеживается непосредственно к югу от линии Краснополянско-Зангинского надвига и образована нижнемеловыми терригенными литофациями, надвинутыми на разновозрастные мергельные фации и более молодые отложения. Следующая тонкая (150 м) пластина сложена нижнепалеоценовым терригенным флишем, налегающим на эоцен автохтона и перекрытым меловыми осадками. Это так называемый Самшитовый покров, обнажающийся в тектоническом окне более крупного Воронцовского покрова. Воронцовский тектонический покров образован осадками мела и палеогена, смятыми в изоклинальные, частью лежащие складки, срезанные чешуйчатыми надвигами, количество которых сильно возрастает в прифронтальной части аллохтона. Его видимая амплитуда в Сочинском пересечении составляет 10—12 км и значительно увеличивается в северо-западном направлении.

Подошва субфлишевого покровного комплекса представлена сильно деформированными, развальцованными и перетертыми разновозрастными в основном пластичными отложениями, в прифронтальной части представленными майкопскими глинами. На междуречье Псахо и Мзымты прослеживаются сложные параавтохтонные пластины майкопских отложений с многочисленными чешуями более древних пород.

Еще более сложное строение Чвежипсинско-Ковдагский покровный комплекс имеет в средней части горного сооружения, где он детально изучен П.Д. Гамкрелидзе, И.П. Гамкрелидзе [20], выделившими здесь Алисисгорско-Чинчвельтский, Садгезурско-Шахветильский, Жинвальско-Пховельский и Ксанско-Аркальский сложные пластины, развившиеся из различных фациальных подзон субфлишевой зоны.

В восточной части горного сооружения Чвежипсинско-Ковдагский покровный комплекс появляется на правобережье р. Риони и протягивается в виде узкой полосы к югу от флишевого покровного комплекса, затем несколько расширяясь прослеживается до г. Гурджаани, где начинает перекрываться

позднеплиоцен-плейстоценовыми отложениями. Но его фронтальная часть трансформируется выходами крупных блоков верхнеюрских рифогенных известняков и байосских порфиритов, заключенных в толще позднекайнозойских моласс.

В юго-восточном сегменте аллохтонный комплекс имеет более широкое развитие и весьма интересное строение. В его пределах выделены Баскальский, Астраханский, Арчманский и другие покровы, сложенные мел-палеогеновыми отложениями южной части флишевой зоны. Они являются изолированными вследствие денудации останцами обширного тектонического покрова, аналогом которого в Грузии служит Алисигорско-Чинчельтский покров. Наиболее крупный из них Баскальский покров представлен аллохтонной пластиной площадью около 200 км². Слагающие его отложения смяты в более сложные и мелкие складки, разорванные разрывами, не проникающими в автохтон. В южной лобовой части покрова наблюдаются сильно сжатые, изоклинально-чешуйчатые, опрокинутые на юг складки, а роль пластичной смазки в основании покрова играют мелко перемятые глины юнусдагской свиты верхнего мела. В подошве покрова залегают меловые, палеогеновые, миоценовые и понтические осадки, смятые в весьма пологие складки, перекрывается же он, как и автохтонная зона, трансгрессивно залегающими акагылскими отложениями, на основании чего время его образования датируется средним плиоценом. Амплитуда перемещения покрова составляет около 25—30 км.

Субфлишевый покровный комплекс по серии надвиговых пластин сопрягается со складчато-покровной Кобыстанской зоной, являющейся, вероятно, частью обширной и сложной покровной пластины, объединяющей Ширакско-Аджиноурскую и Кобыстанскую зоны и ограниченной с юга Эриктарско-Алятским надвигом.

Структуры Закавказской микроплиты

Характерной отличительной чертой Закавказской микроплиты является широкое первоначально почти повсеместное распространение порфиритовой серии байоса, достигающей в ряде районов огромной (до 3,5 км) мощности. По строению и тектоническим деформациям эта плита аналогична Скифской, с той лишь разницей, что в позднем мезозое она в целом была более приподнята, чем южная окраина Скифской плиты, и в байос-батском периоде сжатия деформировалась меньше. А в позднеальпийское время она, наоборот, подверглась более интенсивному смятию и опусканию в связи с поддвижением сначала под толщу флишевых и более древних осадков, а затем под Скифскую плиту. Обнаженный локально кристаллический субстрат этой плиты сходен с фундаментом Скифской плиты, а осадочный чехол более изменчив по фациальным особенностям.

В лейас-ааленское время северная окраина Закавказской плиты служила южной шельфовой частью обширной морской впадины, а в байос-батском периоде подверглась смятию с образованием крупных менее сжатых, чем на Скифской плите, широтных структур. В малым-эоценовый период часть ее, прилегающая к Большому Кавказу, представляла обширную лагуну, обрамленную с севера барьерным рифом, а северная пограничная полоса стала с мелового времени областью накопления субфлишевых осадков. Во время коллизии она активно пододвигалась под Скифскую плиту и деформировалась, от средней ее части отслоилась крупная пластина (Гагра-Джавская зона), а остальная территория, за исключением Окрибо-Сачхерской зоны, испытала неравномерное опускание, достигающее в Куринском прогибе 8—10 км, а в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах 10—15 км и более.

Близ зоны Южного склона фундамент Закавказской микроплиты перекрыт молодыми отложениями. По материалам Дзирульского выступа, в ее более

южной части, можно сказать, что он сильно раздроблен, состоит из отдельных блоков, разделенных субвертикальными разломами. Фундамент сложен в основном кристаллическими сланцами и гнейсами, позднепалеозойскими гранитоидами. В узкой Чорчано-Утцлевской полосе обнажены отложения среднего и верхнего палеозоя, сильно динамометаморфизованные, слагающие отдельные субвертикальные пластины в зоне крупного сдвига. Преднижнеюрские деформации относятся, вероятно, к индосинийской эпохе, поскольку они затрагивают и верхний палеозой. Нижняя юра залегает трансгрессивно и несогласно. Весьма возможно, что фундамент подвергся и более ранним, герцинским, деформациям, но прямыми геологическими данными они не фиксируются.

Позднекимерийская структура Закавказской плиты изучена недостаточно, в особенности в ее глубоко опущенных частях. На более приподнятых участках она характеризуется, в отличие от Скифской плиты, преобладающей широтной ориентацией основных элементов структуры и их меньшей напряженностью.

Существенную роль здесь играли позднеальпийские движения. Северная наиболее деформированная часть Закавказской плиты представлена Гагра-Джавской зоной, сложенной ранне-среднеюрскими терригенными и вулканогенными образованиями, прорванными рядом среднеюрских интрузий диабазовых порфиритов, гранодиоритов, гранитов и в меньшей степени позднемезозойскими карбонатными отложениями. В северо-западной части зоны позднемезозойские породы залегают субсогласно на среднеюрских, а на большей части территории на размытую их поверхность налегают разные горизонты верхней юры и даже мела.

В средней части на севере Гагра-Джавская зона перекрыта Главным надвигом, а на остальной территории аллохтонными толщами покровных элементов, из-под которых на северо-западном сегменте Большого Кавказа она выходит в тектонических окнах. С юга она ограничена Абхазско-Лечхумским разломом, по которому осадки этой зоны, видимо, с частью пород субстрата надвинуты на Куринскую впадину. В ее пределах развиты относительно простые, местами опрокинутые к югу, протяженные субширотные складки, большей частью коробчатые, иногда по южным крыльям срезанные надвигами. Складчатая структура этой зоны резко отличается от структуры налегающих на нее флишевых и более древних аллохтонных толщ, по отношению к которым она представляет собой гигантское тектоническое полуокно. По отношению к Главному надвигу Большого Кавказа Гагра-Джавская зона является мощной параавтохтонной пластиной, амплитуда перемещения которой убывает от средней части в северо-западном и юго-восточном направлениях, где эта зона шириной от 30 до 50 км целиком перекрыта аллохтонными комплексами.

Более южная часть Закавказской плиты (Рионо-Куринская зона), расположенная между Большим и Малым Кавказом, представлена в современной структуре Рионским и Куринским межгорными прогибами, разделенными Окрибо-Сачхерским поднятием и Дзирульским выступом фундамента. Она характеризуется малыми и умеренными мощностями мезозойско-раннекайнозойских субплатформенных отложений при больших мощностях моласс и относительно слабой дислоцированностью, усложняющейся во впадинах в верхах разреза благодаря явлениям покровной дисгармоничной складчатости.

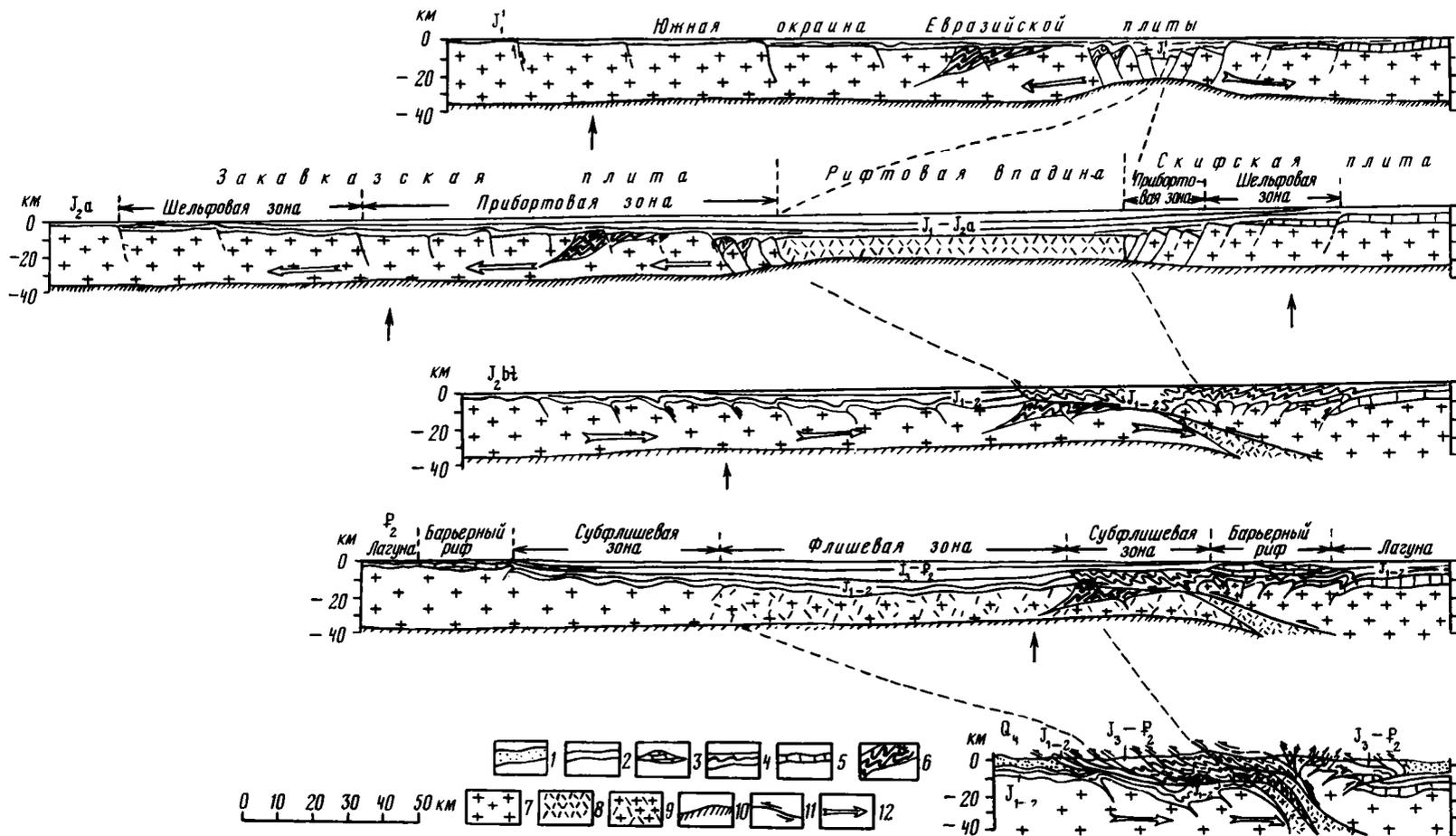


Рис. 88. Опыт восстановления тектоноседиментационной эволюции Большого Кавказа по профилю Военно-Грузинской дороги

1 — кайнозойская моласса; 2 — мальм-зоценовые отложения; 3 — верхнеюрские рифовые образования; 4 — ниже-среднеюрские отложения; 5 — слабо метаморфизованные позднепалеозойско-триасовые отложения; 6 — десская серия и ее аналоги (средний палеозой—триас); 7 — континен-

тальная кора; 8 — новообразованная кора лейас-ааленский рифтовой впадины; 9 — частично преобразованная континентальная кора флишевого прогиба; 10 — мантийная часть литосферы; 11 — разломы и направленные перемещения по ним; 12 — направление преобладающего перемещения коровых масс

В мезозойско-кайнозойской геологической истории Большого Кавказа выделяются четыре основных периода.

1. Лейас-ааленский период, когда вследствие раздвига Закавказской и Скифской плит был заложен обширный седиментационный бассейн типа окраинного моря с осевой рифтовой впадиной, обрамленной прибортовыми и шельфовыми зонами.

2. Байос-батский период сжатия, в течение которого окраины обеих плит были смяты, а осадки осевой части окраинно-морской впадины отслоились от своего фундамента и были шарьированы на прибортовые и шельфовые зоны. В начале периода (байос) Закавказская плита стала ареной мощного "островодужного" известково-щелочного магматизма, связанного, видимо, с наклоненной на север зоной Беньофа.

3. Малм-эоценовый период регенерации морских условий, характеризовавшийся относительно спокойной обстановкой накопления существенно карбонатных осадков, представленных в осевой зоне флишевыми толщами.

4. Олигоцен-голоценовый период сжатия, отличающийся большой активностью геологических процессов. В этом периоде произошла полная перестройка предшествовавшего структурного плана и возникло складчато-покровное сооружение Большого Кавказа. Осадочный чехол малм-эоценовых внутренних фациальных зон был шарьирован на мелководные зоны и превращен в тектонически расслоенные аллохтонные комплексы, а их основание почти целиком перекрылось Скифской и Закавказской плитами. Обширные приподнятые в мезозое участки испытали погружение и превратились в межгорные и краевые прогибы, часть осадков которых в конце периода была вовлечена в складчатость и шарьирование. В пределах горного сооружения произошло последовательное скупивание материала, и в него вошли в виде тектонических пластин краевые части Скифской и Закавказской плит, субстрат и осадочный чехол лейас-ааленского бассейна, субстрат и чехол флишевого прогиба (рис. 88).

ПАМИР

Складчатое сооружение Памира расположено в пределах северной половины центральноазиатского сектора Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Здесь выделяются две складчатые системы: варисская, Северный Памир, и альпийская, Центральный и Южный Памир (рис. 89). Обе они подверглись интенсивной переработке в неогене. В это время окончательно сформировалась напряженная разрывно-складчатая структура региона, представляющая собой серию в основном вергентных к северу гигантских, надвинутых одна на другую чешуй, осложненных поперечными сдвигами [107]. Каждая из таких мегачешуй характеризуется своим типом разреза, т.е. соответствует определенным структурно-формационным зонам, отложения которых вторично совмещены в пределах рассматриваемого сооружения. Вместе с тем следует учитывать, что внутреннее строение выделяемых зон отличается по времени образования и особенностям развитых дислокаций. Тектонические покровы установлены во всех зонах. Ниже рассматриваются некоторые характерные примеры.

Северный Памир — варисское покровно-складчатое сооружение, которое включает следующие элементы (с севера на юг).

Ка ла й хумб-Сауксайская зона в палеотектоническом смысле определяется либо как рифтогенный трог, либо как палеоокеан, возникший в среднем палеозое в результате раскола Гондваны. Разрез зоны следующий.

1. Пиллоу-лавы базальтов (C_1 , 1000—1200 м), по химизму сопоставляемых

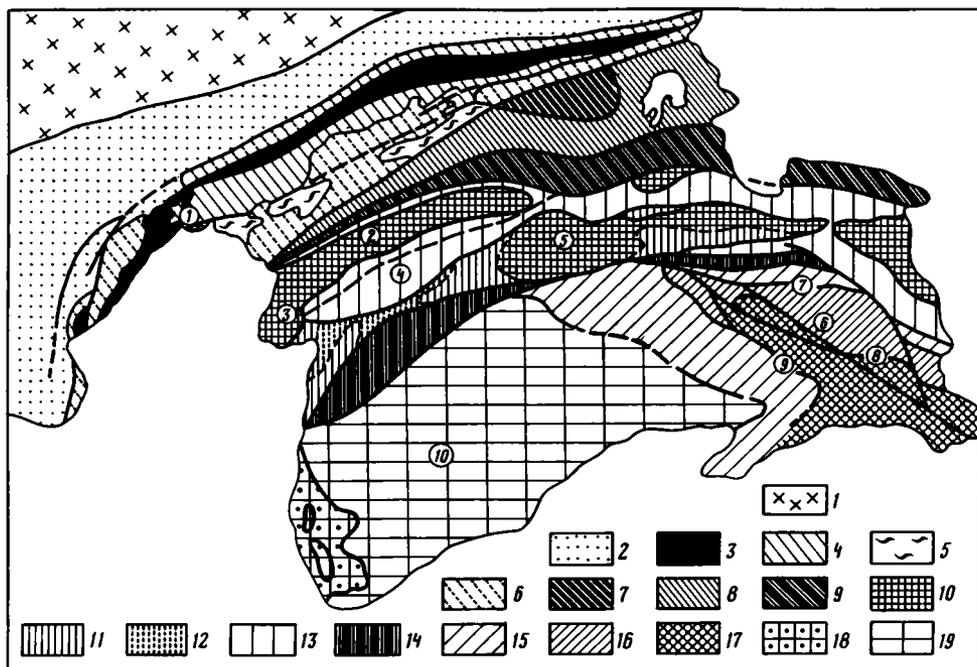


Рис. 89. Схема тектонической зональности Памира

1 — Тянь-Шань; 2 — Таджикская депрессия; 3—9 — Северный Памир: 3 — Калайхумбская подзона (Калайхумб-Сауксайская зона), 4 — Висхарвская подзона (Калайхумб-Сауксайская зона), 5 — Курговатская зона, 6 — неавтохтонный чехол (C_2-P), 7 — Каракульская зона, 8 — Акджилгинская зона, 9 — Дарваз-Сарыкольская зона; 10—13 — Центральный Памир: 10 — автохтонный комплекс ($PR-PZ_2$), 11 — Бартагский сорванный комплекс (PZ_3-K_1), 12 — параавтохтон (K_2-P), 13 — аллохтон (PZ_1-P); 14 — Рушанско-Пшартская зона; 15—17 — Юго-Восточный Памир: 15 — Краевая (PZ_3-T) и Мынхаджир-Гурумдинская (J) зоны, 16 — Промежуточная (PZ_1-T) и Истыкская (J) зоны, 17 — Центральная (PZ_3-J) зона; 18, 19 — Юго-Западный Памир: 18 — горанская серия (AR), 19 — хорогская (AR), шахдаринская (AR) и аличурская (PR) серии. Структурные элементы: 1 — Курговатский массив, 2 — Ванчский антиклинорий, 3 — Язгулемская корневая зона, 4 — Язгулемский синклиниорий, 5 — Музкольский антиклинорий, 6 — Юго-Восточный Памир, 7 — Оксу-Мургабский сдвиг, 8 — Истыкский надвиг, 9 — Мургабский надвиг, 10 — Юго-Западный Памир

с океаническими толентами, содержат редкие и тонкие (1—5 см) прослои гна-локластов и глинисто-кремнистых сланцев.

2. Серия ($C_1v_3-n_1$, 700—2000 м) линзующихся базальтовых и андезито-базальтовых пиллоу-лав, средних и кислых туфов, вулканокластов, известняков.

3. Песчаники и конгломераты (C_1n-C_2b , 1000—1500 м), полимиктовые, чередуются с глыбовыми горизонтами, которые состоят из блоков силурийских, девонских, раннекаменноугольных известняков, пиллоу-лав, туфов, гранитов.

4. Серия тектонических пластин, сложенных песчаниками и сланцами ($V-O$) и известняками ($S-D$).

5. Терригенно-карбонатная толща (C_2m_2-P , до 5000 м).

Горизонты 1—3 — относительный автохтон, выделяемый как Калайхумбская подзона. Пластины элемента 4 образуют аллохтонную массу, погружающуюся к юго-востоку. Здесь (в бассейне р. Висхарви) она выделяется как Висхарвская подзона. Последняя характеризуется следующим разрезом: 1) песчаники и филлиты ($V-O$); 2) известняки и доломиты ($S-D$); 3) дациты и липариты, их туфы, туфотерригенные отложения, известняки (C_{1t-v}); 4) известняки (C_{2-3}),

залегающие резко несогласно на подстилающих отложениях; 5) песчано-сланцевая толща (P).

Курговатская зона образована гнейсами, сланцами и кварцитами (PR), прорванными гранитами (PR). Резко несогласно они перекрыты каменноугольно-пермскими отложениями, прослеживающимися в пределы Висхарвской подзоны (слои 4 и 5).

В основании разреза Каракульской зоны вскрыты породы Баяндкинского гипербазит-габбрового комплекса, который тектонически перекрыт толстыми базальтами (C_{IV}, до 500 м). Выше залегает терригенная толща (C_{IV}—P₁, до 1500—2000 м), обычно имеющая флишеидный облик, и, наконец, пестрая в фациальном отношении серия (P₁₋₂, 400—1500 м) органогенных известняков, песчаников и сланцев.

Акджилгинская зона сложена пестрым комплексом пород каменноугольно-пермского возраста. В основании расположена толща базальтов, реже альбитофиров, фельзитов, сланцев, иногда известняков (C₁, до 2500 м), прорванная многочисленными мелкими протрузиями серпентизированных гарцбургитов и пироксенитов. Выше залегают рассланцованные кварцевые порфиры, фельзиты, их туфы, песчаники и известняки (C₁—P₁, до 1500 м). Венчается разрез толщей (P₂) базальтов, песчаников, алевро-глинистых пород, рифогенных известняков.

Дарваз-Сарыкольская зона образована песчано-сланцевой серией (C—P), содержащей редкие прослои известняков и основных метавулканитов.

Палеотектоническая интерпретация перечисленных зон вкратце сводится к следующему [111]. В пределах северного края Гондваны в раннем карбоне (определенно в висте, возможно, несколько раньше) закладывается система прогибов с корой океанического типа (Калайхумбская и Каракульская зона). С севера она была ограничена обширным Афгано-Таджикско-Памирским континентальным блоком. Второй блок (Курговатский микроконтинент) разделял Калайхумбский и Каракульский прогибы. Акджилгинская зона, по-видимому, представляла собой раздробленный, существенно утоненный край южного континентального обрамления, а Дарваз-Сарыкольская — склоновый его комплекс. Начиная с конца намюра, происходит постепенное закрытие отмеченных бассейнов, которое привело к смене преимущественно базальтоидных формаций океанической стадии островодужными. На рубеже раннего и среднего карбона в пределах Калайхумбской и Курговатской зон формируются крупные покровы. В южных зонах Северного Памира напряженная чешуйчатая структура образовалась позднее (в конце перми — раннем триасе).

Учитывая тематическую направленность работы, более подробно остановимся на характеристике покровов Калайхумб-Сауксайской зоны (рис. 90 и 91). Покровные соотношения наиболее хорошо изучены здесь в пределах Юго-Западного Дарваза (бассейн рек Обихумбоу и Висхарви), где наблюдается отчетливое налегание пластин палеонтологически доказанных ордовикских, силурийских и девонских отложений на нижнекаменноугольные. Как уже отмечалось, автохтонные отложения относятся к Калайхумбской, аллохтонные — Висхарвской подзонам. И те и другие слагают сложно деформированную моноклиналь, погружающуюся к юго-востоку. Соответственно в этом направлении постепенно происходит смена калайхумбских толщ висхарвскими.

В структурном отношении район такой смены представляет собой систему антиформ и синформ, в пределах которых и наблюдаются указанные выше соотношения. По морфологии это изометричные или несколько вытянутые в северо-восточном направлении купола и мульды, часто достаточно плоские, что, учитывая огромный (до 2—2,5 км) врез долин, создает идеальные условия для выявления покровных дислокаций. Аллохтон здесь состоит из трех пластин (снизу вверх): 1) известняки (S—D, 200—800 м), 2) песчаники и сланцы

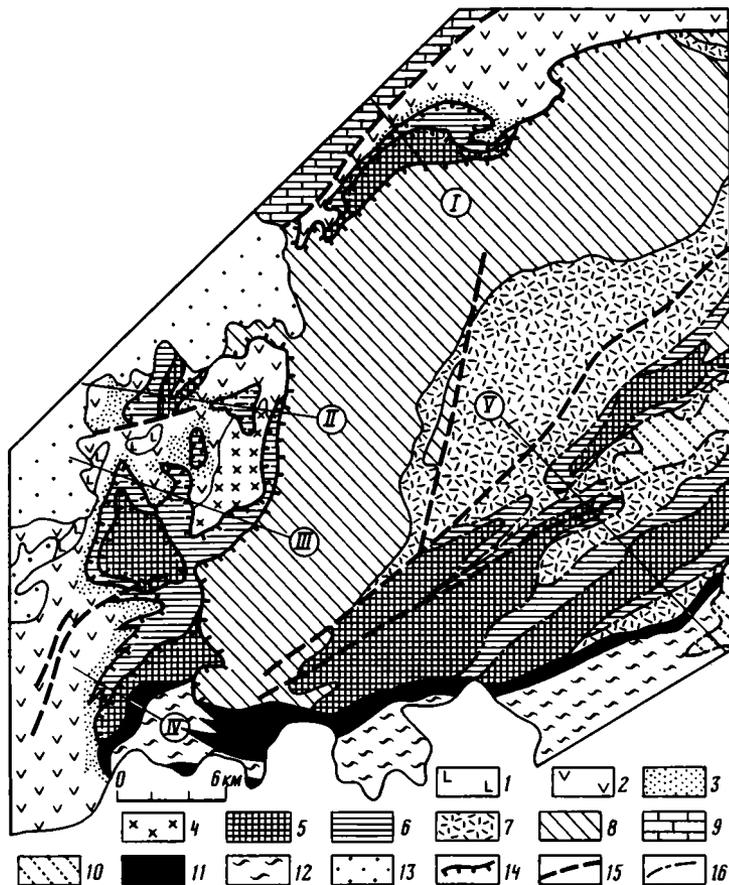


Рис. 90. Геологическая карта бассейна рек Обихумбоу и Висхарви (район Калайхумба, Юго-Западный Дарваз, Висхарвская подзона, см. рис. 89)

1—4 — Калайхумбская подзона (автохтон): 1 — базальты (C_{1t-v}), 2 — базальты, андезиты, дациты, липариты, их туфы, туфотерригенные породы, известняки ($C_{1v_2-p_1c}$), 3 — олистострома ($C_{1p_2-C_2b_1}$), 4 — гранодиориты, плаггиограниты (C_2); 5—8 — Висхарвская подзона (аллохтон); 5 — песчаники и сланцы (V—O), 6 — известняки, доломиты (S—D), 7 — дациты, липариты, их туфы, песчаники, конгломераты, известняки (C_{1t-v}), 8 — граниты (C_1); 9, 10 — неавтохтон: 9 — терригенно-карбонатный комплекс (C_2-P), 10 — белеулинская серия ($C_2-P_1?$); 11, 12 — Курговатская зона: 11 — ультрабазиты, 12 — гранитогнейсы и сланцы (баршитская серия — PR); 13 — неогеновые отложения; 14 — надвиги; 15 — сбросы, взбросы, 16 — срывы

(V—O, 700—1200 м), 3) гигантская масса (мощность несколько км), сложенная терригенной толщей (V—O), известняками (C—D), вулканогенно-осадочной серией (C_{1t-v}), прорванной каменноугольными гранитами, также входящими в аллохтонный комплекс. Отличительной чертой верхнего аллохтонного элемента является его структурная расслоенность на три сорванные пластины. Внизу это кембро-ордовикские, выше силур-девонские и, наконец, каменноугольные отложения. Плоскости срыва почти идеально приурочены к поверхностям раздела разнородных по литологии толщ и маркируются брекчиями, зеркалами скольжения, поверхностями расщевування (например, проникновение "заноз" силурийских пород в ордовикские сланцы). Местами наблюдается внутренняя структурная дисгармония обособившихся пластин. Однако в целом это явление не слишком характерно, и вся толща смята более или менее конформно в систему сравнительно напряженных линейных складок (см. рис. 91,

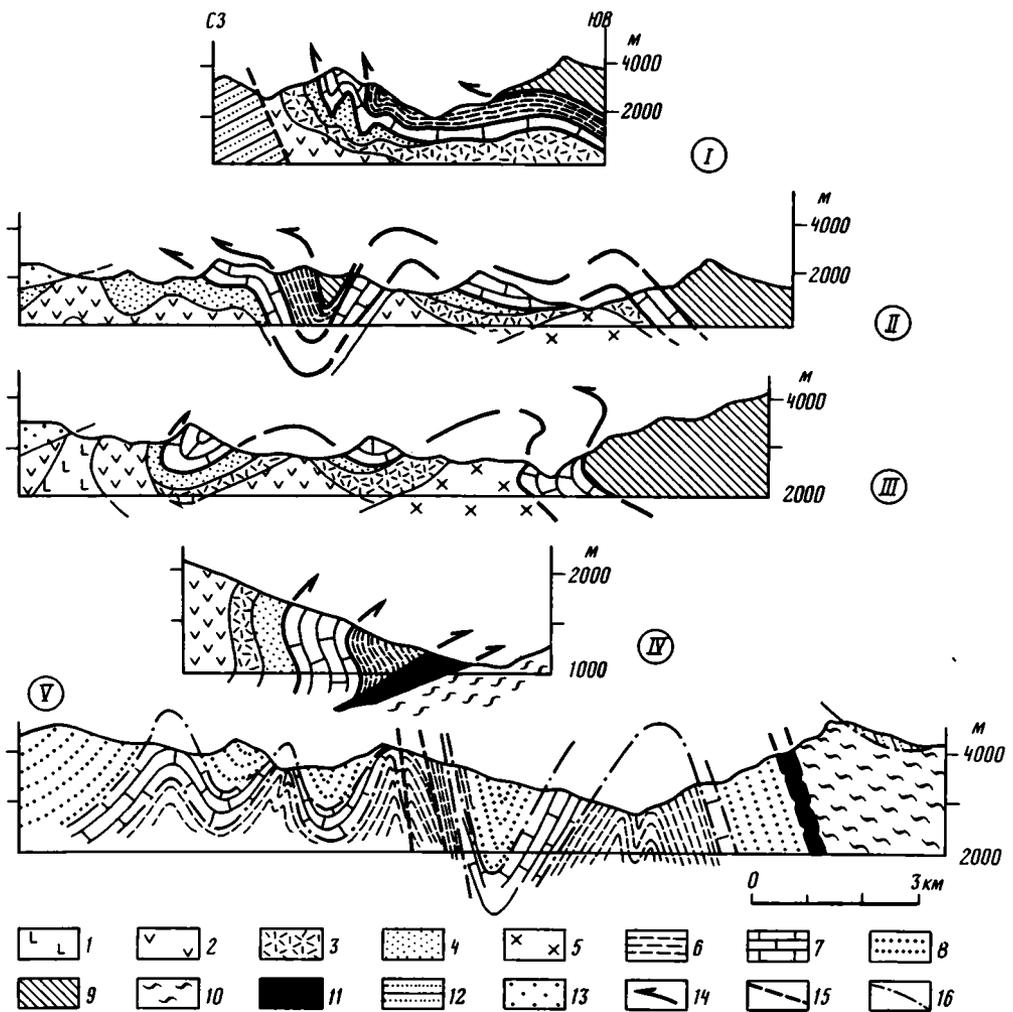


Рис. 91. Геологические профили через Юго-Западный Дарваз (положение см. на рис. 90)

1—4 — Калайхумбская подзона (аллохтон): 1 — базальты (C_{1t-v}), 2 — базальты, андезиты, дациты, липариты, их туфы, известняки ($C_{1v_2-p_1c}$), 3 — дациты, липариты, их туфы ($C_{1p_{1-2}}$), 4 — олистострома ($C_{1p_2-C_2b_1}$), 5 — гранодиориты (C_2); 6—9 — Висхарвская подзона (аллохтон): 6 — песчаники, сланцы ($V-O$), 7 — известняки, доломиты ($S-D$), 8 — дациты, липариты, туфы, песчаники, конгломераты, известняки (C_{1t-v}), 9 — граниты (C_1); 10, 11 — Курговатская зона: 10 — гранитогнейсы (PR), 11 — ультрабазиты; 12 — неоавтохтон (C_2-P); 13 — неоген; 14 — надвиги, 15 — взбросы, сбросы, 16 — срывы

профиль V). По-видимому, эффект дифференцированного смещения пластин в основном реализовывался в виде истирания и макробудинирования пластин (особенно силур-девонских известняков), вследствие чего наблюдается резкое изменение их мощностей или даже полное выклинивание. Вместе с тем общая последовательность (древние отложения внизу, молодые — вверху) повсеместно сохраняется. Иными словами, нижние пластины имеют дивертикуляционные (перевернутые) соотношения, верхние — нормальные.

С учетом сказанного формирование покровно-складчатой структуры Калайхумб-Сауксайской зоны может быть представлено в следующем виде. В раннем карбоне здесь располагались Калайхумбский палеоокеанский прогиб и Кур-

говатский микроконтинент. Сжатие, которое в конечном счете привело к структурному совмещению автохтона и аллохтона, отчетливо проявилось в конце раннего карбона. В это время осадочный чехол Курговатского массива (отложения висхарвского типа) был сорван с докембрийского сиалического основания и продвинут к северо-западу (в современных координатах), в пределы краевой части Калайхумбского массива. В результате здесь формируется мощный олистостромовый горизонт. В нижней его части преобладают глыбы каменноугольных отложений. Особенно широко здесь распространены турнейско-визейские известняки. Присутствуют также (хотя и в подчиненном количестве) глыбы силурийских и девонских известняков. Вверх по разрезу количество и размеры последних резко возрастают, а зона перехода автохтон—аллохтон представляет собой крупноглыбовую брекчию смешанного тектоно-осадочного происхождения (олистомеланж), состоящую почти исключительно из блоков известняков силура и девона.

Распределение глыб в олистостроме показывает, что сначала шарьировалась и разрушалась верхняя толща (C_{1t}—v) висхарвского разреза. В виде монолитных покровных пластин отложения этого возраста здесь не встречены. Однако размеры олистолитов, достигающих в длину нескольких километров, указывают на интенсивную тектоническую переработку шарьированной массы. Появление вверх по разрезу глыб силурийско-девонских известняков и доломитов намечает время, когда в надвигание вовлекается структурно более низкая толща висхарвского разреза. Фронтальные останцы этого покрова сохранились в бассейне р. Обихумбоу. В дальнейшем надвигалась терригенная толща (V—O), и, наконец, тыловая часть сорванной висхарвской массы, характеризующейся нормальным разрезом, была дополнительно продвинута к северо-западу, перекрыв свою фронтальную часть.

Рассмотренные соотношения олистостром и тектонических покровов могут быть объяснены с позиции тектонической расслоенности аллохтона. Срыв шарьированной массы обусловил дифференцированное смещение обособившихся литологически различных пластин. Явление это, реально наблюдаемое в пределах верхней пластины, определило дивертикуляционную последовательность нижних элементов, которые последовательно надвигались, начиная с верхней, к северо-западу.

Характеристика структуры Юго-Западного Дарваза была бы не полной без рассмотрения ретрошарьяжных нарушений. Как уже отмечалось, процесс антивергентного (к юго-востоку) смещения масс существенно переработал сформировавшуюся ранее покровно-складчатую структуру. Это нашло свое отражение (см. рис. 91, профили III и IV) в запрокидывании к юго-востоку антиформ и синформ, а также в появлении системы обращенных в этом же направлении пологих надвигов.

Центральный Памир в структурном отношении представляет собой систему широтных и субширотных антиклинорий и синклинорий. Первые являются автохтонными выступами, вторые — останцами аллохтона. В западной части Центрального Памира с севера на юг выделены Ванчский антиклинорий, Язгулемский синклинорий и Музкольский антиклинорий (см. рис. 89).

Ванчский антиклинорий образован следующими породами. В основании залегают гнейсы, кварциты, мигматиты (V—E₁), выше которых следуют мраморы (V—E₁), кварциты (V—E₁), известняки (E₂O₁), песчаники и сланцы (O₂₋₃), известняки (S₁). Указанные отложения смяты в морфологически разнообразные нарушения. По нашим данным, здесь выделяются две генерации дислокаций (см. рис. 28). Первая представлена крупными, амплитудой до 10 км лежащими или близкими к таковым складкам продольного изгиба, иногда осложненными пологими сколами. Местами, в районах развития гнейсов и мигматитов, слагающих ядра лежащих антиклиналей, широко проявлены процессы течения вещества, вслед-

ствии чего здесь формируются сложные, иногда хаотические нагромождения структур. Вторая, более поздняя, генерация — система сжатых крутых складок и клиньев, группирующихся в две сравнительно узкие (4—5 км) полосы. Ванчская полоса проходит по северному склону одноименного хребта, расположенная южнее Язгулемского хребта, откуда тянется на восток вдоль левого борта долины р. Язгулем. Развитые здесь дислокации однотипны. В основном это многочисленные крутые складки течения, чередующиеся клинья докембрийских, кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских пород, гранитоидов. Крайне высока степень расщепления и брекчирования. Установлено, что отмеченные нарушения приводят к смятию осевых плоскостей складок первой генерации. Сначала такое смятие выражено не слишком резко. Однако по мере приближения к указанным полосам напряженность дислокаций возрастает вплоть до появления серии клиньев.

В основании разреза Музкольского антиклинория расположена мощная песчано-сланцевая с мраморами толща ($V-PZ_1$), измененная до мигматитовых гнейсов. Выше несогласно залегают маломощный горизонт известняков и доломитов (C_3-T_2), песчано-сланцевая толща (T_3-J_2 , до 1,5—2 км), мергели и известняки (J_{2-3} , 500—600 м). Венчается разрез маломощными известняками (K_2) и андезитобазальтами, конгломератами, песчаниками (P , до 1500 м).

Перечисленные отложения не образуют единой серии. Поверхностями срывов они разделены на три пластины. Нижняя сложена терригенными породами ($V-PZ_1$), средняя — терригенными породами и известняками (T_3-J_2), верхняя — мел-палеогеновыми отложениями. Поверхности раздела пластин приурочены к маломощным карбонатным горизонтам (C_3-T_2 и K_2), которые, как правило, интенсивно тектонизированы (вплоть до полного истирания). В отличие от сорванных пластин Северного Памира в Центральном наблюдается четкая дисгармония. Размеры и напряженность разновозрастных деформаций нарастает вниз по разрезу. Действительно, для венд-нижнепалеозойских отложений, так же как и для разновозрастных образований Ванчского антиклинория, характерны крупные лежачие складки. Течение вещества здесь выражено сильнее. В пределах триасово-юрской пластины преобладают крутые подобные складки продольного изгиба сравнительно небольших размеров. Часто это дисгармоничные нарушения. По-видимому, они являются структурами поверхностного коробления, которые сформировались вследствие более значительного смещения подстилающих пород. Мел-палеогеновые отложения деформированы наиболее слабо.

Язгулемский синклинорий выполнен покровными пластинами. Выделяются два элемента: нижний (Акбайтальский покров) образован терригенно-карбонатными, хорошо охарактеризованными палеонтологически отложениями ордовика, силура, девона, карбона и перми; верхний (Язгулемский покров) — терригенной толщей (T_3-J_2), известняками (J_{2-3}), песчаниками (K_1), известняками, конгломератами, песчаниками, андезитами и их туфами (K_2-P). Покровные отношения особенно четко устанавливаются вдоль южного борта синклинория по налеганию палеозойских и триасовых отложений на мел-палеогеновые.

Акбайтальский покров представлен относительно тонкими (первые сотни метров), не выдержанными по простиранию чешуями. Язгулемский покров, наоборот, слагает мощную в целом монолитную массу, в пределах которой мезо-кайнозойские отложения смяты в систему обращенных к юго-востоку лежачих и опрокинутых складок. Морфология и механизм образования указанных нарушений рассмотрены в специальной работе [127]. Показано, что они формировались в результате срыва осадочной ($O-P$) толщи и последующего ее сползания по юго-восточному склону Ванчского поднятия. При этом происходило накатывание тыловых частей аллохтона на фронтальные, вследствие чего и возник отмеченный каскад складок.

В восточной части Центрального Памира, там, где исчезает Ванчский антиклинорий, структура аллохтона меняется. Акбайтальский покров представлен мно-

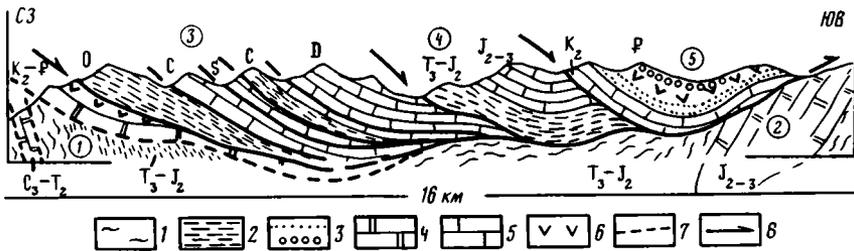


Рис. 92. Геологический профиль через Центральный Памир (бассейн р. Зорташкол)

1 — слюдяные сланцы; 2 — филлиты, глинистые сланцы, песчаники, 3 — конгломераты, песчаники; 4 — мраморы; 5 — известняки; 6 — андезиты, базальты; 7 — срывы; 8 — надвиги. Структурные элементы: 1, 2 — автохтон Музкольской зоны (1 — Зорташкольский и 2 — Музкольский антиклинорий), 3 — Акбайтальский покров, 4, 5 — Язгулемский покров (4 — триасово-юрская и 5 — мел-палеогеновые пластины)

гочисленными пластинами, сложенными ордовикско-каменноугольными породами, залегающими на мел—палеогене. Язгулемский покров в целом также имеет чешуйчатое строение (рис. 92). Триасово-палеогеновые отложения местами залегают на автохтонном мел—палеогене, местами — на палеозойских отложениях Акбайтальского покрова.

На территории Центрального Памира располагались две структурно-формационные зоны: северная, Ванчская, и южная, Музкольская. Для первой характерен почти непрерывный разрез от кембрия до палеогена, для второй — выпадение из разреза ниже- и среднепалеозойских отложений. В палеотектоническом отношении Центральный Памир представлял собой северный край палеозойской Гондваны. В его северной внешней зоне накапливался терригенно-карбонатный шельфовый комплекс, очевидно смыкавшийся на севере со склоновыми образованиями Дарваз-Сарыкольской зоны. Музкольская зона в палеозое была резко приподнята, вследствие чего ниже- и среднепалеозойские отложения здесь отсутствуют.

Как уже отмечалось, формирование покровных структур Центрального Памира было связано со срывом палеозойских и мезо-кайнозойских отложений Ванчской зоны и их шарьированием к югу в пределы Музкольской. Видимая амплитуда такого смещения достигала как минимум 70—80 км. Шарьирование во многом обусловлено процессом структурного расслоения вскрытой части разреза на обособленные, автономно деформируемые горизонты. В Музкольской зоне это венд-нижнепалеозойская, триас-юрская и мел-палеогеновая толщи. Размеры и напряженность одновозрастных дисгармоничных дислокаций нарастают вниз по разрезу, что указывает на более активное смятие глубинных горизонтов по сравнению с поверхностными. Учитывая, что в Ванчском автохтонном выступе наблюдаются сходные структуры, можно предположить, что аналогичное расслоение имело место и здесь. Основные поверхности срыва были приурочены к границе раздела кварциты (V—E) и известняки (E—O₁), горизонту известняков и мергелей (P—T₂).

Иными словами, в Ванчской зоне также обособились три структурных горизонта: нижний (PR—E), деформированный в целом аналогично с нижним (PR—PZ₁) комплексом Музкольской зоны, средний (E—P) и верхний (T₃—P).

Наличие регионально выраженных поверхностей срыва, отражающих нарастающие степени деформации горных пород по мере перехода на все более глубокие структурные уровни, само по себе не создает достаточно крупных покровов, хотя и облегчает их формирование. Необходима значительная контрастность степени деформированности толщ не только по вертикали, но и по латерали. Отражением такой латеральной контрастности деформаций являются указанные ранее пояса крутых, крайне напряженных структур, которые обычно рассматриваются как корневые. Именно в пределах таких поясов происходит резкое сокращение перво-

начальной ширины деформируемого объема, что и создает предпосылки для появления избыточных поверхностных масс. Последние выжимаются из корневых поясов, давая начало покровам.

Отмеченные нарушения являются более поздней генерацией по отношению к лежащим складкам Ванчского антиклинория. По-видимому, последовательность событий здесь сводилась к следующему.

1. Структурное расслоение разреза Центрального Памира на серию обособленных поверхностей срывов горизонтов. Напряженность деформаций дисгармонично нарастает вниз по разрезу. Максимальная она в нижнем (PR₃—PZ₁) комплексе, где развиты гигантские лежащие складки течения и продольного изгиба, минимальна — в верхнем (K—P).

2. В пределах корневых поясов происходит дополнительное смятие осевых поверхностей лежащих складок в крутые нарушения. Последние представляют собой складки продольного изгиба, формирующиеся в результате горизонтального сжатия. По мере нарастания такого сжатия складки изгиба замещаются сплюснутыми складками течения и в конечном счете системой узких, раздавленных, интенсивно будинированных клиньев. Оба корневых пояса расположены в пределах Ванчской зоны, вследствие чего сорванные к тому времени палеозойские и мезо-кайнозойские толщи (соответственно Акбайтыльская и Язгулемская пластины) дали начало одноименным покровам.

3. Шарьирование происходило двумя способами. На востоке аллохтоны надвигались к югу, в пределы Музкольской зоны в виде пластин, расщепившихся в процессе смещения осложняющими надвигами (чешуйчатая структура). На западе (Язгулемский синклиниорий) образовался каскад ныряющих складок гельветского типа, связанных с дополнительным гравитационным оползанием шарьлируемых масс.

Южнее Центрального Памира расположена Рушанско-Пшартская зона. Она также имеет сложное чешуйчатое строение. Наряду с ультрабазитами и габбро здесь присутствуют породы песчано-сланцевой серии (С—P), вулканогенно-осадочные (в том числе вулканогенно-кремнистые) отложения (P₂J), граувакки (J), полимиктовые песчаники (K). Палеотектоническая интерпретация зоны сводится к следующему [103]. По-видимому, в позднем карбоне — ранней перми к югу от Центрального Памира закладывается система рифтогенных прогибов с корой океанического типа, представлявших собой Центральноазиатскую ветвь Мезотетиса. Соответственно Центральный Памир в мезозое рассматривается как микроконтинент (осколок Гондваны), нарастивший с юга складчатую область поздних варисцид Северного Памира.

Южный Памир состоит из двух зон. Зона Юго-Западного Памира представляет собой выступ докембрийских гранитогнейсов, кварцитов и мраморов, вмещающих крупные тела юрско-меловых гранитоидов. В пределах Юго-Восточного Памира широко развиты средне- и верхнепалеозойские, триасовые и юрские отложения. По-видимому, Южный Памир входил в состав раздробленного блока Гондваны с архейской континентальной корой, располагавшейся между Рушанско-Пшартским и Шейок-Индским океаническими прогибами Тетиса.

Юго-Западный Памир обладает сложной покровно-складчатой структурой, представляющей собой систему пластин метаморфических пород, разделенных мощными (до 100—200 м) горизонтами бластомилонитов и брекчий. Бластомилониты — докембрийские образования. Брекчии (алевро-пелитовая с плавающими несортированными обломками гнейсов масса) образовались позднее. В основании вскрытой части разреза обнажаются биотитовые плагиогнейсы, кварциты, мраморы (горанская серия, AR). Выше залегает горизонт амфиболовых, пироксен-амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых, дупироксен-гранатовых сланцев, ультрабазитов. Указанные породы выделяются как хорогская свита (AR). К ее подошве приурочена основная масса милонитов и брекчий. Далее

следуют плагиогнейсы и мраморы (шахдаринская серия, AR), гнейсы, кристаллические сланцы аличурской серии (PR). Считается [7], что гранитогнейсовый слой Юго-Западного Памира по крайней мере сдвоен (тектоническое совмещение горанской и шахдаринской серий). Первоначально срыв, по-видимому, происходил вдоль древней поверхности М, в результате чего в подошве аллохтона сохранились линзы меланократовых пород хорогской свиты.

В пределах Юго-Восточного Памира вскрыта мощная осадочная серия (С—J). Ее соотношение с докембрийскими породами не ясно: контакты либо тектонические, либо оба комплекса разделены телами мезозойских гранитов.

Разрез рассматриваемых отложений следующий [126]. В основании залегает мощная толща ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и сланцев, содержащая отдельные прослои известняков (С—Р_{1а}). Выше следуют известняки, кремни, базальты и туфы (Р₁₋₂), известняки и кремни, которые местами замещаются рифогенными доломитами (Т₁—Т_{3к}), песчано-сланцевая толща (Т_{3п-г}). Мощность терригенных толщ достигает нескольких километров, мощность кремнисто-карбонатного горизонта колеблется от ста до нескольких сот метров. Выше несогласно залегает карбонатная толща юры. Для рассматриваемых отложений устанавливается четкая фациальная зональность (см. рис. 89). Выделяются Краевая, Промежуточная и Центральная зоны, в плане образующие обращенную к северо-западу дугу. В Краевой зоне пермо-триасовый горизонт характеризуется развитием мало-мощных глинисто-карбонатных отложений, в Промежуточной — более мощных вулканогенно-кремнисто-карбонатных, в Центральной — органогенных и органогенно-детритовых известняков. Юрские отложения периферии Юго-Восточного Памира (гурумдинский и мынхаджирский типы разреза) представлены известняками, мергелями, песчано-глинистыми отложениями (J_{1-3с1}, до 1 км). Для Промежуточной и Центральной зон (истыкский тип разреза) характерны преимущественно органогенные и органогенно-обломочные известняки и доломиты (J_{2-3ох}, до 2—2,5 км).

Отмеченные зоны разделены Истыкским, Гурумдинским и Мургабским надвигами (см. рис. 89). Покровные соотношения вдоль них устанавливаются либо по налеганию каменноугольных, пермских и триасовых отложений на юрские, либо по совмещению разновозрастных, но разнофациальных отложений. Положение плоскостей сместителей различно. Так, Мургабский надвиг, по которому отложения промежуточного типа надвинуты на краевые, рассекает всю толщу от карбона до юры. Его видимая минимальная амплитуда равна 18—20 км. Иначе обстоит дело с Истыкским и Гурумдинским надвигами, по которым отложения центрального типа шарьированы на промежуточные и краевые. На востоке Истыкский надвиг представляет собой скол амплитудой до 7 км, рассекающий всю толщу от карбоновых слоев до юрских. Как висячем, так лежащем крыльях этого надвига отложения (особенно юрские) дислоцированы слабо. В пределах висячего крыла (центральный тип разреза) наблюдается трансгрессивный контакт в подошве юрских известняков. В лежащем крыле (промежуточный тип разреза) пермо-триасовые и юрские слои уже разделены поверхностью срыва, смещение вдоль которого было незначительным (в основании юры местами сохраняются линзы базальных конгломератов). На западе ситуация меняется. Секущий скол превращается в пологий Гурумдинский надвиг, плоскость которого имеет положение, близкое к послыльному, и локализуется вдоль границы триасовых и юрских пород. Юрские отложения деформированы независимо и гораздо слабее, нежели пермо-триасовые (рис. 93, б). Одновременно значительно увеличивается амплитуда шарьирования, достигающая (с учетом существования серии чешуй) не менее 15—20 км. Далее к западу и юго-западу по мере увеличения напряженности дислокаций в пределах пермо-триасовой толщи (система крутых многочисленных клиньев) происходит сужение ширины полосы развития каменноугольных и пермо-триасовых пород промежуточного типа вплоть до полного их исчезновения. Одновременно

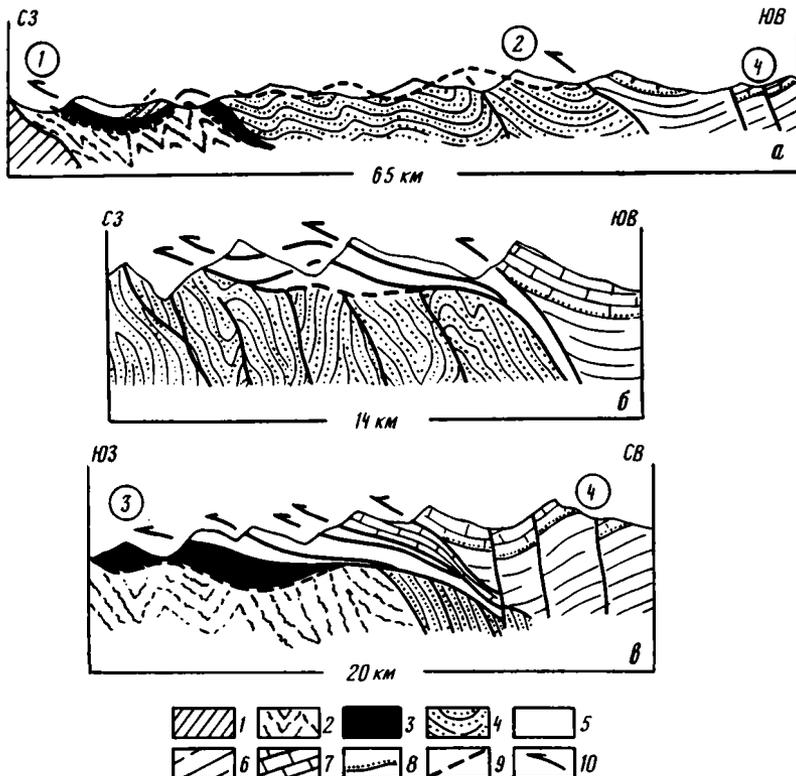


Рис. 93. Геологические профили через Юго-Восточный Памир

a — междуречье Истык-Мургаб, *б* — район Боз-Тере-Кобриген, *в* — район Джанги-Даван-сая.

1 — Рушанско-Пшартская зона; 2—7 — Юго-Восточный Памир: 2, 3 — Окраинная зона (2 — каменноугольно-триасовые и 3 — юрские отложения), 4, 5 — Промежуточная зона (4 — каменноугольно-триасовые и 5 — юрские отложения), 6, 7 — Центральная зона (6 — каменноугольно-триасовые и 7 — юрские отложения); 8 — трансгрессивные контакты; 9 — срывы; 10 — надвиги. Разломы: 1 — Мургабский, 2 — Истыкский и 3 — Гурумдинский надвиги, 4 — Оксумургабская зона сдвигов

менно происходит увеличение амплитуды пологих покровных пластин в юрских отложениях (рис. 93, *в*). Расчеты показывают, что размеры шарьирования здесь достигали как минимум 50 км.

Таким образом, намечается взаимосвязь: 1) морфологии нарушений нижнего структурного горизонта (карбон, пермо-триас), 2) его современной ширины и 3) амплитуды шарьирования юрских пластин. На востоке, где развиты простые крупные складки пермо-триаса, ширина Промежуточной зоны равна примерно 50 км, а амплитуда Истыкского надвига достигает лишь нескольких километров (рис. 93, *a*). Северо-западнее пермо-триасовые отложения смяты в крутые сжатые складки (см. рис. 93, *б*). Соответственно ширина промежуточной зоны уменьшается до 20—26 км; одновременно увеличивается амплитуда надвига. Юго-западнее (см. рис. 93, *в*) пермо-триасовые отложения Промежуточной зоны почти полностью выклиниваются; здесь же резко возрастает суммарная амплитуда Гурумдинского надвига.

Подобного рода структурные соотношения, по нашему мнению, объяснимы, если предположить, что: 1) происходило активное поддвижение внешних краевых комплексов под центральные и 2) такое поддвижение по-разному реализовывалось на разных структурных уровнях. Для Гурумдинского и Истыкского надвигов

неравномерность сжатия пермо-триасовых отложений определяет развитие покровных пластин юрских отложений. Структурная расслоенность толщ Юго-Восточного Памира во многом сходна с таковой в Центральном, хотя и проявилась здесь не в столь грандиозных размерах. В обоих случаях сжатие максимально реализовывалось на глубинных уровнях в виде напряженных сжатых складок. Система таких складок и клиньев в лежащем крыле Гурумдинского надвига в морфологическом смысле однотипна с нарушениями корневых зон Центрального Памира. Отсюда очевидна генетическая общность сорванных покровов Центрального и Юго-Восточного Памира.

Заканчивая характеристику покровных структур Памира, отметим следующие положения.

1. Основные покровы Памира относятся к типу сорванных, обусловленных процессом тектонического расслоения деформируемой толщи на серию обособленных структурных горизонтов.

2. В морфологическом отношении здесь различаются покровные складки, пластины и пластины, смятые в складки, т.е. обычный набор дислокаций, характерный для большинства покровно-складчатых систем (см., например, раздел, посвященный Альпам).

3. С точки зрения механизма образования покровов это главным образом структуры сжатия. Их формирование было связано с неравномерным по вертикали и латерали сжатием, которое приводит к активному пододвиганию относительно автохтонных комплексов под аллохтонные. Гравитационное шарьирование имело подчиненное значение. Этот процесс является вторичным, хотя и играл важную роль при образовании покровов, например в Дарвазе и Язгулемском синклинии.

АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

В структурном отношении к Корякскому нагорью относятся тектонические элементы, расположенные к востоку от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, который маркирует границу позднеюрско-раннемелового Азиатского континента [146, 147]. В последние годы работами корякской экспедиции ГИН АН СССР и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР было установлено сложное покровно-складчатое строение Корякского нагорья. Его можно представить в виде нескольких сложно построенных покровных систем, различающихся по времени своего формирования, внутреннему строению, составу и возрасту структурно-вещественных комплексов. Подобный структурный подход к тектоническому районированию позволяет выделить следующие тектонические элементы (рис. 94): Пенжинско-Анадырская шовная зона, Корякская, Эконайская, Емраваам-Пикасьваямская, Куюльская и Олюторская системы покровов. Данная структурная схема принципиально отличается от существующих схем тектонического районирования, в которых имеются определенные, а иногда весьма существенные различия в понимании границ и объемов структурно-формационных зон, а также в их количестве и названиях. Предлагаемая схема, с одной стороны, позволяет избежать этих разночтений, а с другой — удобна в описательном отношении для разбора структурных особенностей Корякского нагорья. Кроме того, на наш взгляд, она интересна в методическом отношении при решении вопросов тектонического районирования.

Пенжинско-Анадырская шовная зона в виде линейно вытянутой структуры прослеживается параллельно Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Она резко сечет структурный план мезозоид Северо-Востока СССР, но более конформна по отношению к расположенным восточнее структурам Корякского нагорья, которые прилегают к ней под некоторым углом. Внутреннее строение характеризуется чешуйчато-надвиговыми и покровными структурами, сло-

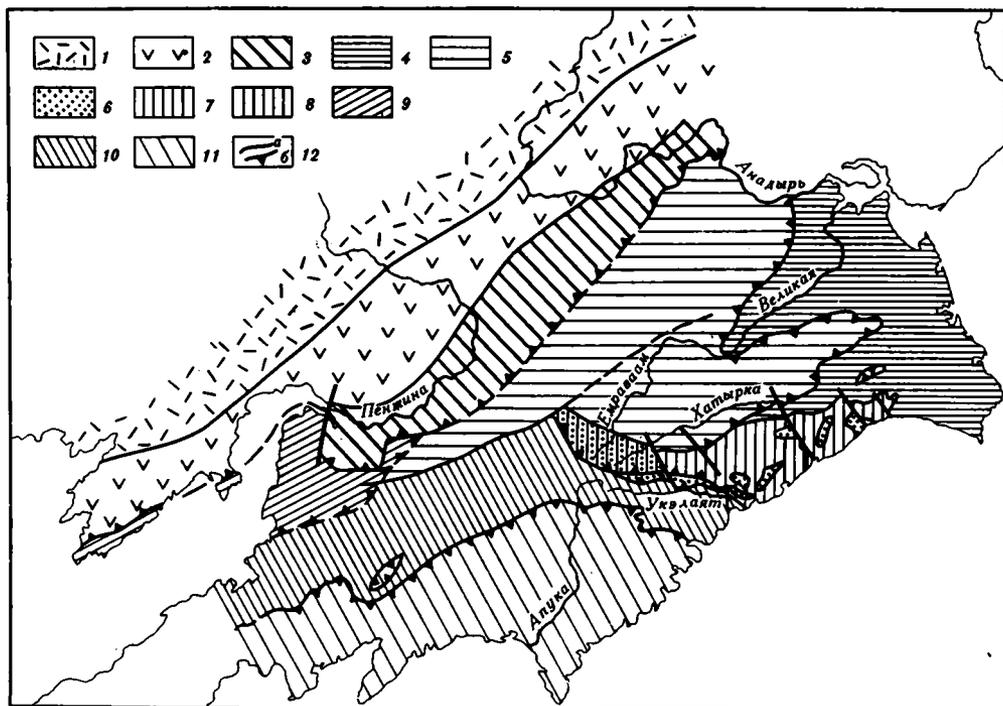


Рис. 94. Схема основных структурных элементов Корякского нагорья

1, 2 — зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: 1 — приконтинентальная (внешняя по В.Ф. Белому), 2 — приокеаническая (внутренняя); 3 — Пенжинско-Анадырская шовная зона; 4, 5 — Корякская система покровов: 4 — Аьлкатаваамско-Великореченский автохтон, 5 — Алганско-Майницкий аллохтон; 6 — Янранайский аккреционный комплекс; 7 — Эконайская система покровов; 8 — Емраваам-Пикасьваямская система покровов; 9 — Куюльская система покровов; 10, 11 — Олюторская система покровов: 10 — Укзаятский автохтон, 11 — Ватынский аллохтон; 12 — тектонические границы: а — разломы, б — шарьяжи и надвиги

женными океаническими (в том числе раннепалеозойскими офиолитами) и переходными структурно-вещественными комплексами верхнего палеозоя и туфотерригенными отложениями мезозоя [99]. С палеозойскими офиолитами связаны зоны глаукофанового метаморфизма. Особо следует подчеркнуть, что комплексы фауны верхнего палеозоя и триаса относятся к бореальной провинции, что сближает их со структурами мезозойских и отличает от более восточных районов Корякского нагорья.

Корякская система покровов впервые была выделена и охарактеризована в работе [99]. В ее состав включались структурно-вещественные комплексы Майницкой и Аьлкатаваамской зон. Структурные наблюдения, проведенные В.П. Зинкевичем в хребте Рарыткин, позволяют расширить ее границы и включить сопоставимые с ними в возрастном и вещественном отношении комплексы Алганской и Великореченской зон. В новом понимании Корякская система покровов представляет собой крупный структурный элемент, занимающий северную часть Корякского нагорья. С запада на нее надвинуты структуры Пенжинско-Анадырской зоны, что отчетливо устанавливается в Усть-Бельских горах. На юго-востоке и на юге она граничит с Эконайской, Емраваам-Пикасьваямской и Куюльской покровными системами.

Корякская система покровов имеет двухъярусное строение. Нижний структурный элемент (автохтон) сложен разнообразными в фациальном отношении

туфотерригенными отложениями верхней юры — верхнего мела Алякватваамской и Великоречинской зон. Породы автохтона смяты в складки и расслоены на несколько самостоятельных пластин. В междуречье Ваамычгын-Каутоям выделяются Верхне- и Нижнеалькатваамские пластины (рис. 95) [99]. К востоку количество пластин увеличивается (рис. 96) [48]. В хребте Рарыткин также устанавливается несколько кулисообразно расположенных надвиговых пластин (рис. 97).

Верхний структурный элемент (аллохтон) сложен (снизу вверх) серпентинитовыми меланжами, включающими офиолиты, вулканогенно-кремнисто-граувакковыми отложениями верхней юры — нижнего мела (пекульнейвеемская свита и чирнайская серия) и терригенными отложениями верхнего мела.

Существенные различия в составе структурно-вещественных комплексов автохтона и аллохтона облегчают установление покровных взаимоотношений. На рис. 95 видно, что породы автохтона и аллохтона смяты в сложные складки. В ядрах антиформ обнажаются отложения автохтона, а синформы выполнены аллохтонными комплексами.

Видимые, т.е. минимальные, амплитуды шарьирования отдельных пластин оцениваются различно: перекрытие Нижнеалькатваамской пластины Верхнеалькатваамской составляет 40—45 км, Верхнеалькатваамской Нижнемайницкой — 25 км, Верхнеалькатваамской и Нижнемайницкой пластин Верхнемайницкой — 60—65 км. Минимальное сокращение Велькильвеемского покрова 40—50 км. Амплитуда Майницкого аллохтона достигает 150 км.

В Корякской системе покровов неоавтохтоном является эоцен-олигоценые отложения. Однако в некоторых местах между аллохтоном и неоавтохтоном наблюдаются надвиговые взаимоотношения, являющиеся следствием ретрошарьяжа.

Эконайская система покровов расположена в восточной части Корякского нагорья. Автохтон образован вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями верхней юры — верхнего мела Яранайского аккреционного комплекса. В составе аллохтона снизу вверх выделяются Накыпыйлякский покров, сложенный туфотерригенными отложениями верхней юры — верхнего мела, и Эконайский покров, расслоенный на самостоятельные пластины: собственно Эконайский покров (ультрабазиты, габбро), Островной покров (лейкократовые габбро, плагиограниты, дайковый комплекс), Ионайский покров (вулканогенно-кремнистые отложения карбона—перми—триаса—нижней юры).

Яранайский аккреционный комплекс обнажается в ядрах куполовидных антиформ (рис. 98). Детально внутреннее строение автохтона было изучено в пределах Яранайского купола, расположенного в правом берегу р. Ваамычгын. Комплексные структурно-литолого-стратиграфические исследования позволили обнаружить сложную чешуйчато-надвиговую структуру. В составе верхнеюрско-верхнемеловых отложений выделяются четыре толщи, образующие самостоятельные пластины.

Верхняя пластина (яканувеемская толща) сложена базальтами, яшмами, радиоларитами. Она охарактеризована титонским, титон-берриасским, берриас-валанжинским, готеривским и баррем-аптским комплексами радиоларий. Верхняя баррем-аптская часть разреза содержит полимиктовые песчаники, аргиллиты, туфоалевролиты. Мощность толщи определяется количеством и мощностью вулканогенных горизонтов и меняется от 100 м (существенно кремнистый разрез) до 600 м (существенно вулканогенный). Общая мощность пластины оценивается в 1,5 км, что является результатом чешуйчатого строения, отчетливо устанавливаемого стратиграфическими исследованиями.

Отложения средней пластины (ваамычгынская толща) представлены базальтами, яшмами, основными туфами, туфосилицитами, металлоносными осадками, известняками, калькаренитами, ракушняками из обломков призматических слоев иноцерамов и раковин пателл. Возраст толщи определяется альб-сеноманским,

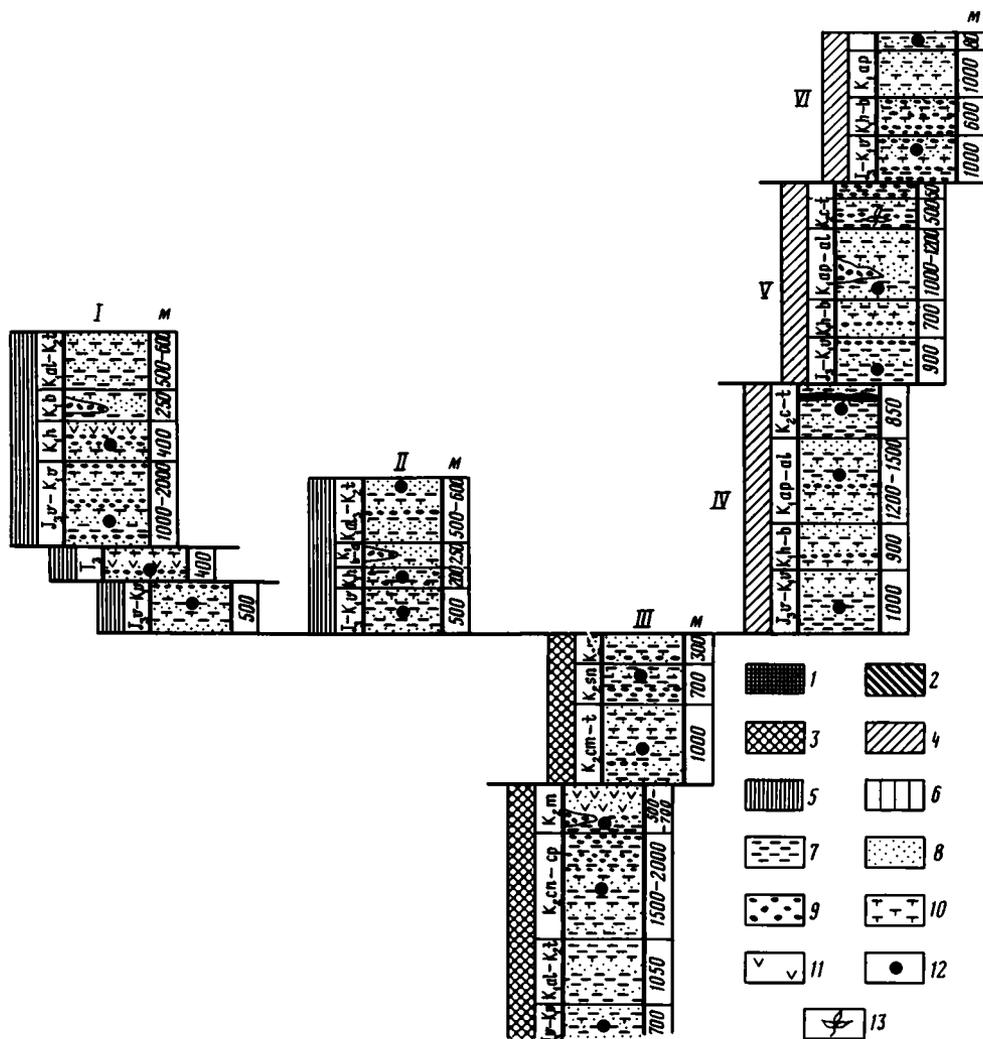
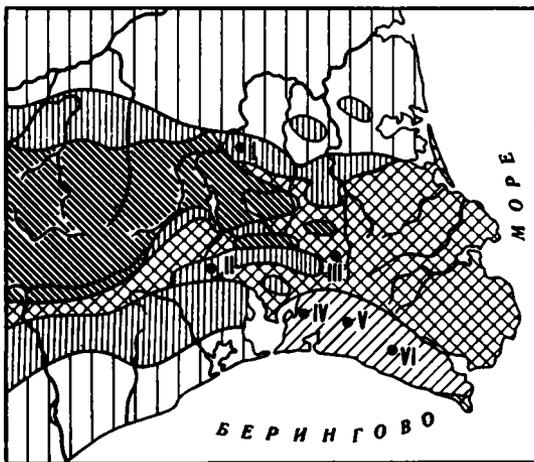


Рис. 95. Структурная схема южного фланга Корякской системы покровов по: [99]

1 — Яранайский аккреционный комплекс; 2 — Эконайская система покровов; 3—9 — Корякская система покровов: 3—5 — Нижнеалькатваамский покров (3 — юрско-нижнемеловые и 4 — верхнемеловые—палеоценовые отложения, 5 — серпентинитовый меланж), 6 — Верхнеалькатваамский покров (юрско-нижнемеловые отложения), 7, 8 — Нижнемайницкий покров (7 — серпентинитовый меланж, 8 — юрско-нижнемеловые отложения), 9 — Верхнемайницкий покров (юрско-меловые отложения); 10 — Корякский неавтохтон (эоцен-олигоценные отложения). Структуры: 1 — Гольцовая антиформа, 2 — Скалистая синформа, 3 — Туманная антиформа, 4 — Росомашинская синформа, 5 — Тынельская антиформа, 6 — Кельмывеевская синформа, 7, 8 — Находкинская антиформа (7 — Исгуйская антиклиналь, 8 — Рытгыльский меланж)

Рис. 96. Схема размещения и сопоставления структурно-вещественных комплексов Алькатваамской зоны по: [89]

I, II — Алькатваамский покров: I — северная и II — южная полосы; III — Каутоямский автохтон и Калинейваамский параавтохтон; IV—VI — Велькильвеемский покров: IV — нижняя, V — средняя и VI — верхняя пластины. 1 — Эконайская система покровов; 2—5 — Корякская система покровов; 2 — Майнищие покровы, 3 — Каутоямский автохтон и Калинейваамский параавтохтон, 4 — Велькильвеемский покров, 5 — Алькатваамский покров; 6 — кайнозойские впадины; 7 — алевролиты; аргиллиты; 8 — песчаники; 9 — гравелиты, конгломераты; 10 — туфы среднего и кислого состава; 11 — вулканы основного и кислого состава; 12 — остатки фауны; 13 — остатки флоры



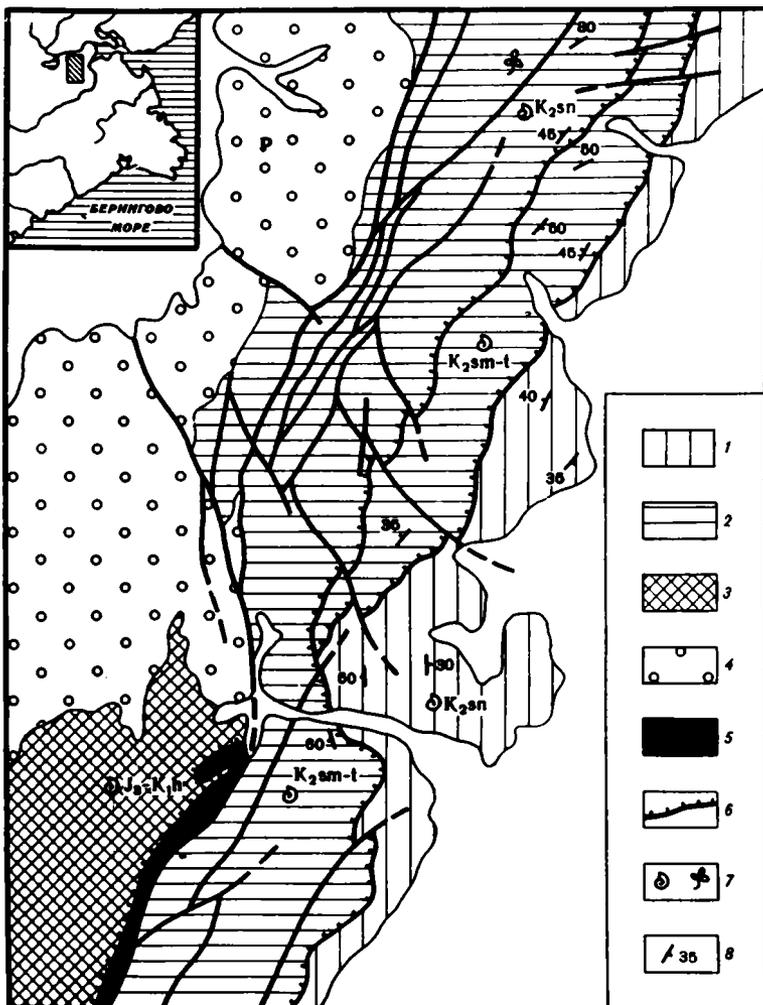


Рис. 97. Тектоническая схема хребта Рарыткин. Составил В.П. Зинкевич

1 — автохтон: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, бурые угли (K_2sn); 2 — параавтохтон: флищонидное переслаивание песчаников, алевролитов, гравелитов ($K_{1ar}-K_{2t}$); 3 — аллохтон: спилиты, яшмы, кремнистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, редко известняки (J_3-K_{1g} ; $K_{1ar}-K_{2t}$); 4 — неоавтохтон: эффузивы и вулканогенно-осадочные комплексы ($P-N_1$); 5 — серпентинитовый меланж; 6 — надвиги; 7 — остатки фауны и флоры; 8 — элементы залегания

сеноманским, сантон-кампанским комплексами радиолярий и обломками радиально-ребристых иноцерамов кампанского яруса. Последние находятся в переотложенном состоянии и поступали из более мелководных участков. Кроме того, некоторые прослои радиоляритов также содержат переотложенные комплексы более древних верхнеюрско-нижнемеловых радиолярий. Мощность ваамычгынской толщи 100—150 м.

Отложения нижней пластины (якенмывеевская толща) в своей нижней части (альб—турон) сложены базальтами, гиалокластитами, кремнистыми породами, а в верхней — алевропелитами, кремнеобломочными и полимиктовыми песчаниками с градационной слоистостью. Терригенная часть разреза охарактеризована радиоляриями коньяк-сантонского возраста и фрагментами иноцерамов кампанско-

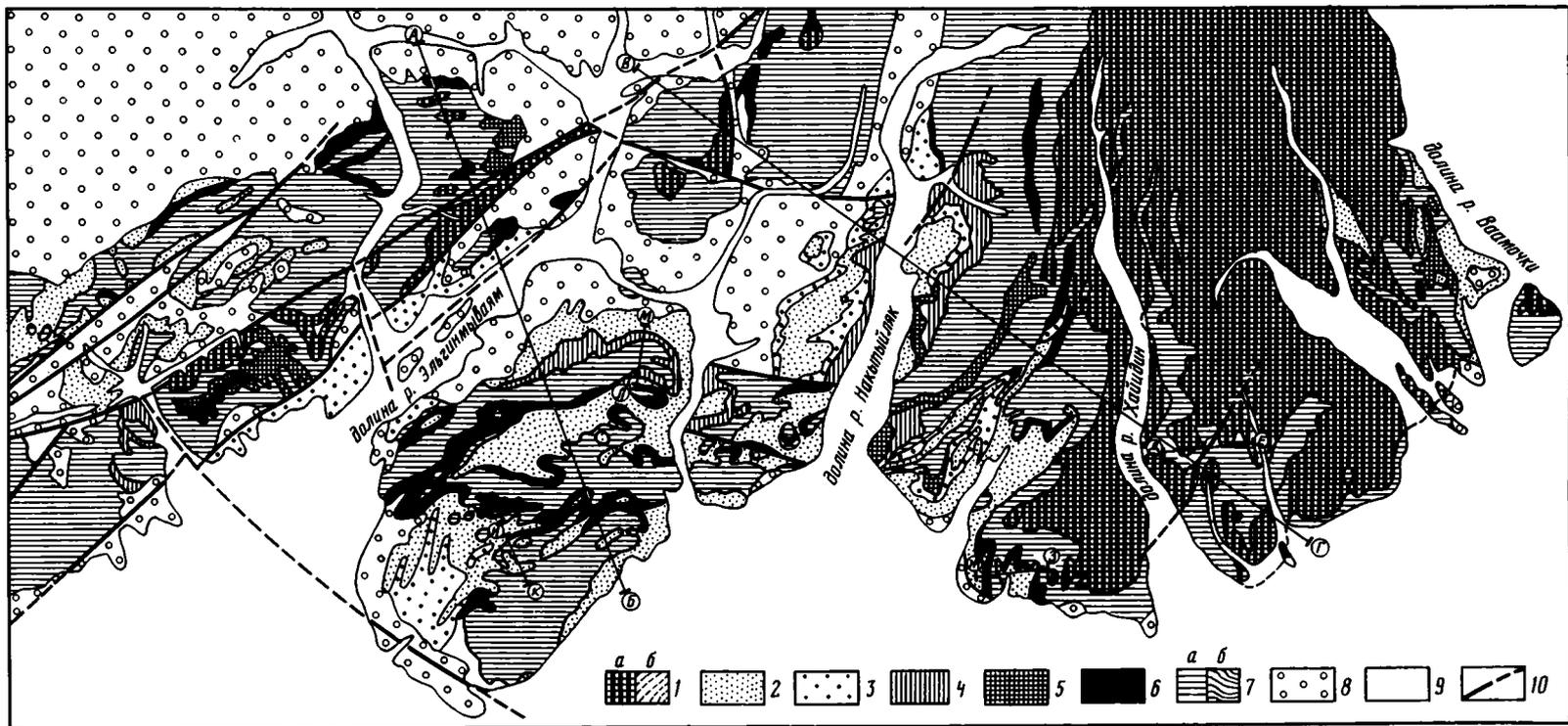


Рис. 98. Геологическая схема междуречья Эльгинмываам—Ваамочка
 1 — Яранайский аккреционный комплекс (а — на карте, б — на профилях); 2, 3 — Накыпыйлякский покров: 2 — верхнеюрско-нижнемеловые отложения, 3 — верхнемеловые отложения; 4 — Эко-

найский покров; 5 — Островной покров; 6 — Эконайский и Островной покровы нерасчлененные; 7 — Иконайский и Кокуйский покровы нерасчлененные (а — на карте, б — на профилях); 8 — неоавтохтон (K₂m—P₁); 9 — четвертичные отложения; 10 — разломы

го яруса. Общая мощность толщи достигает 1 км, при этом нижняя вулканогенно-кремнистая часть разреза не превышает 300—350 м.

Следует отметить, что намеченная последовательность пластин характерна для северной части купола. В других местах она нарушается и отложения якенмывеевской толщи оказываются расположенными структурно выше ваамычгинской толщи или отложения верхней пластины, срезая среднюю пластину, непосредственно ложатся на породы якенмывеевской толщи.

Нижнее структурное положение занимает олистостромовая толща, хотя в некоторых местах она, возможно, со стратиграфическим контактом перекрывает отложения якенмывеевской и ваамычгинской толщ. Она сложена микститами, песчаниками турбидитов, сходными с якенмывеевской толщей. Микститы образуют мощные (до 100 м) горизонты хаотического строения. Цемент микститов алевропелитовый. Обломки в микститах и олистолиты представлены двумя группами пород. К одной из них относятся обломки Эконайского аллохтона, а к другой — породы яканувеевской, ваамычгинской и якенмывеевской толщ. В пределах купола в цементе олистостромовых фаунистических находок не обнаружено. По сантонкампанскому возрасту кремнистых и карбонатных олистолитов она датируется маастрихтом. На левом берегу р. Ваамочка в цементе олистостромовых были найдены радиально-ребристые иноцерамы кампанского яруса, а в долине р. Эльгинмываям из нижней части олистостромовых М.А. Пергаментом были определены сантонские иноцерамы. Вполне вероятно, что возраст олистостромовых и ее мощность изменчивы в разных структурах. В Яранайском куполе ее мощность достигает нескольких сот метров.

В центральной части купола в терригенных породах якенмывеевской толщи и олистостроме развиты явления диапиризма глинистого материала и транспозиционные структуры. В северной части породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, и в таких зонах различить отдельные толщи не представляется возможным. По петрохимическим особенностям толеитовые и щелочно-оливиновые базальты Яранайского комплекса относятся к океаническим базальтам. Состав вулканитов, характер осадков (отсутствие терригенной примеси в кремнистых пачках, низкая скорость седиментации, металлоносные осадки, переотложенные комплексы микрофауны) позволяют сравнивать верхнеюрско-меловые отложения с осадками первого и второго океанических слоев. Структурные особенности (чешуйчатое строение с омоложением комплексов в нижних элементах) дают возможность рассматривать Яранайский комплекс в качестве аккреционного комплекса, возникшего в условиях поддвига океанической плиты. Следует обратить внимание на то, что Яранайский комплекс отличается от типичных аккреционных призм составом отложений. Они обычно сложены терригенными осадками, накопившимися в предостроводужной обстановке и в структурах желоба. В этом отношении Яранайский аккреционный комплекс, где развиты в основном вулканогенно-кремнистые океанические образования, а терригенные породы лишь фиксируют приближение океанических толщ к конвергентной границе литосферных плит, является на первый взгляд уникальным объектом. Однако представляется реальным, что по мере изучения вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ с той же степенью детальности, как это было сделано для Яранайского комплекса, подобные структуры будут обнаружены и в других регионах. В связи с этим рассматриваемый объект можно считать тектонотипом аккреционных комплексов, сложенных породами второго и первого океанических слоев. Основная поверхность срыва при образовании таких структур проходила в подошве 2-го слоя.

Эконайский аллохтон смят в крупные лежачие покровные складки [99]. Ядра складок сложены туфотерригенными породами Накапыйлякского покрова, а крылья — офиолитами Эконайского, Островного и Ионайского покровов (рис. 99). Строение одной из таких структур, Пнакской антиформы, подробно рассмотрено в разделе "Изучение и картирование покровно-складчатых структур" (см. рис. 32).

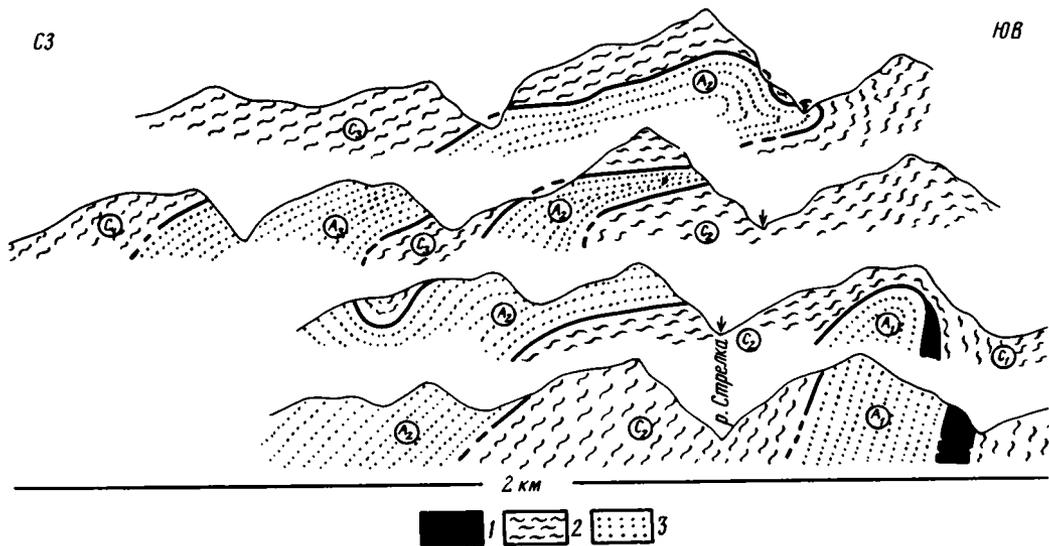


Рис. 99. Покровные складки Эконайского аллохтона

1 — габбро и серпентиниты Эконайского покрова; 2 — вулканогенно-кремнистые отложения Ионайского покрова; 3 — туфотерригенные отложения Накыпыйлякского покрова. А — антиформные и С — синформные складки

Здесь отметим лишь, что породы офиолитовой ассоциации расслоены на ряд самостоятельных пластин, сложенных определенными структурно-вещественными комплексами, состав которых определяет образование поверхностей срыва на разных уровнях глубинности: на границе Мохо, границе второго и третьего, внутри второго и первого океанических слоев.

Среди верхнепалеозойско-раннемезозойских образований различаются комплексы разных структурно-формационных и структурно-фациальных зон. Формационный анализ позволяет выделить отложения океанических бассейнов, океанических поднятий, энсиматических островных дуг, склонов островных дуг и деструктивных структур [141]. Все комплексы содержат фауну тетической провинции.

Неоавтохтон сложен верхнемеловыми—палеогеновыми отложениями. В северном сегменте (бассейн рек Хатырка—оз. Пекульнейское) разрез неоавтохтона начинается верхнемаастрихтскими отложениями. В южном сегменте (бассейн рек Опуха—Хатырка) базальные слои неоавтохтона имеют сантонский или даже коньякский возраст. Важно, что на этом участке меняется и возраст нижних структурных элементов. В составе Яранайского комплекса известны только кимеридж-неокомские образования, в Накыпыйлякском покрове — верхнеюрско-нижнемеловые, а вулканогенно-кремнистые толщи имеют преимущественно триасовый возраст. Следовательно, в южном сегменте формирование покровной системы началось несколько раньше, и северный сегмент как бы нарастил всю структуру позднее.

Емраваам-Пикасьваямская покровная система расположена в верховьях рек Ваеги, Емраваам, Хатырка, Пикасьваям, Апука и Укэлят. Северным ограничением является маастрихт-палеогеновый Ваежско-Хатырский грабен, а на юге — верхнемеловые отложения Укэлятской зоны Олюторской системы покровов. Здесь уже в единой покровной структуре совмещены некоторые комплексы Корякской и Эконайской покровных систем. Однако они находятся в иных структурных взаимоотношениях и имеют определенные фациальные особенности.

Емраваам-Пикасьваямская покровная система имеет сложное строение. Она состоит из трех сегментов. В северном, Емраваам-Верхнехатырском, сегменте

нижний структурный элемент (относительный автохтон) сложен вулканогенно-терригенными отложениями среднего—верхнего триаса и туфокремнисто-терригенными отложениями кимериджа—валанжина (пестрая толща). Аллохтонный комплекс состоит из трех самостоятельных покровов. Нижний и верхний покровы сложены вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями верхней юры—нижнего мела, сопоставляемыми с чирынайской серией. При общей формационной близости нижней и верхней чирынайской пластин базальты нижней пластины относятся к океаническим толщам, а верхней — к островодужным толщам. Кроме того, в верхней пластине появляются прослои туфов среднего и кислого состава.

Средний покров сложен серпентинитовым меланжем, содержащим блоки гипербазитов, габброндов, метаморфических пород, известняков, фрагменты вулканогенно-кремнистых и вулканогенных толщ палеозоя, триаса, чирынайской серии и туфотерригенные отложения пекульнейской свиты и верхнего мела, сходные с отложениями Аляктаваамского и Накыпыйлякского структурно-вещественных комплексов.

В Южном, Пикасьваямском, сегменте нижним структурным элементом являются вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения верхней юры — нижнего мела (темдынынская толща), сопоставляемые с Яранайским комплексом. Аллохтон представлен пластиной триасовых кремний, вулканитов, плагиогранитов, с расположенными выше ниже- и верхнечирынайскими пластинами, разделенными полимиктовым серпентинитовым меланжем.

Западный, Ваежский, сегмент сложен триасовыми отложениями, породами нерасчлененной чирынайской серии. Отличительной чертой западного сегмента являются верхнемеловые терригенные отложения. Они залегают на породах чирынайской серии, выполняя роль древнего (нижнего) неавтохтона. Структуры Западного сегмента надвинуты на терригенные флишоидные отложения верхнего мела Олюторской системы покровов.

Образование столь сложной системы покровов насчитывает несколько этапов покровных деформаций. На первом среднемеловом этапе произошло совмещение и сближение верхнеюрско-нижнемеловых комплексов. В результате была создана сложная аккреционная структура, включающая на юге океанические образования темдынынской и нижнечирынайской толщ, а на севере разновозрастные отложения склонов невулканической дуги (пестрая толща с фундаментом из триасовых отложений субавтохтона), склонов вулканической островной дуги (пекульнейская свита и готеривские вулканиты с меланократовым фундаментом из верхнепалеозойских, триасовых офиолитов) и задуговых бассейнов (верхнечирынайская и смраваамская толщи).

После образования аккреционной структуры в позднем мелу накапливались терригенные осадки. В западном сегменте они представлены терригенными, часто грубообломочными, мелководными отложениями коньяка—маастрихта. В северном сегменте туфотерригенные отложения турона—коньяка сохранились в виде блоков в Верхнехатырском серпентинитовом меланже. Севернее накапливались достаточно мощные нередко флишоидные отложения, которые сейчас развиты в пределах Корякской системы покровов. Позднейшие движения вызвали общее сокращение структуры, объединив в единую Емраваам-Пикасьваямскую систему покровов аккреционные комплексы верхней юры — нижнего мела и верхнемеловые отложения. Затем вся структура была надвинута на терригенные толщи Укэляятской зоны.

В методическом аспекте Емраваам-Пикасьваямская система покровов представляет интерес как пример структуры, в которой тектонически совмещены шесть разновозрастных структурно-вещественных комплексов верхней юры — нижнего мела. Их накопление происходило в разных структурно-формационных и структурно-фациальных зонах. Для последних отмечается близость состава отложений, что в значительной мере затрудняет установление покровных взаимоотно-

шений, которое можно выяснить только при комплексном структурно-литолого-стратиграфическом подходе. Формирование покровов в несколько этапов деформаций затрудняет их расшифровку и при палинспастических реконструкциях необходимо последовательно снимать эффект наложенных деформаций, переходя от более молодых к древним.

Куюльская покровная система на северо-западе непосредственно примыкает к структурам Пенжинско-Анадырской шовной зоны. Юго-восточная граница скрыта под чехлом осадков Паропольской впадины. В ее строении основную роль играют верхнеюрско-нижнемеловые отложения, слагающие систему чешуй и надвигов. Фронтальная часть сложена офиолитами Куюльского массива, которые полого в виде пластообразного тела погружаются в северо-западном направлении под углом 5—20°. В тыловой части Куюльская система тектонически перекрыта нижнепалеозойскими офиолитами Ганычаланского блока Пенжинско-Анадырской шовной зоны.

Куюльская полоса офиолитов интенсивно тектонически переработана и, по сути дела, представляет меланж с отдельными фрагментами тектонически расслоенного разреза офиолитовой ассоциации и зонами глаукофанового метаморфизма. Верхняя часть офиолитового разреза сложена вулканогенно-кремнистой кингвеевской свитой позднеюрско-раннемелового возраста.

Севернее чешуи и пластины сложены породами кингвеевской свиты и надстраиваемыми ее терригенными, в верхней части флишоидными отложениями нижнего мела. На разных стратиграфических уровнях появляются горизонты офиолитокластовых олистостромов с блоками палеозойских известняков [99]. Подошвы отдельных пластин маркируются зонами серпентинитового меланжа. Локально встречаются чешуи, сложенные фрагментами триасовых отложений.

Чешуйчато-надвиговая внутренняя структура Куюльской покровной системы запечатывается позднемеловыми отложениями неоавтохтона, разрез которого начинается с сеноманского яруса.

По своему составу верхнеюрско-нижнемеловые отложения Куюльской системы резко отличаются от одновозрастных толщ, расположенных к северу и северо-востоку от нижнепалеозойских фронтальных офиолитов Пенжинско-Анадырской шовной зоны. Ранее эти структурно-вещественные комплексы ошибочно включались в единую Пенжинско-Анадырскую или Таловско-Майнскую (Таловско-Пекульнейскую) зону. Куюльскую покровную систему следует рассматривать в качестве аккреционного комплекса, нарастившего на рубеже нижнего—позднего мела край Азиатского континента. Начиная с сеномана, седиментация происходила в условиях новообразованного шельфа.

Олюторская система покровов занимает южную часть Корякского нагорья. От ранее рассмотренных покровных структур ее отличает вергентность аллохтонных масс. На севере шарьирование происходило с севера на юг или с запада на восток, в направлении от континента к океану. В Олюторской системе аллохтон перемещался с юга на север, что связано с обдукцией покровов в сторону континента.

Автохтоном являются терригенные, флишоидные серии (сеноман—палеоцен) Укляятской зоны. Аллохтон сложен вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской свиты (альб—кампан) и вулканогенно-осадочными островодужными образованиями ачайваемского комплекса (маастрихт—палеоцен). Они слагают по крайней мере три самостоятельные пластины, имеющие определенные фациальные различия, аллохтон смят в покровные складки. К фронтальной части покровов приурочены тела ультрабазитов (дунит-клинопироксенит-верлитовая ассоциация). Нередко они рассматриваются как нижние части офиолитового разреза [99]. Однако по своему составу они резко отличаются от офиолитов северной части Корякского нагорья.

На границе автохтона и аллохтона встречаются горизонты олистостромов и

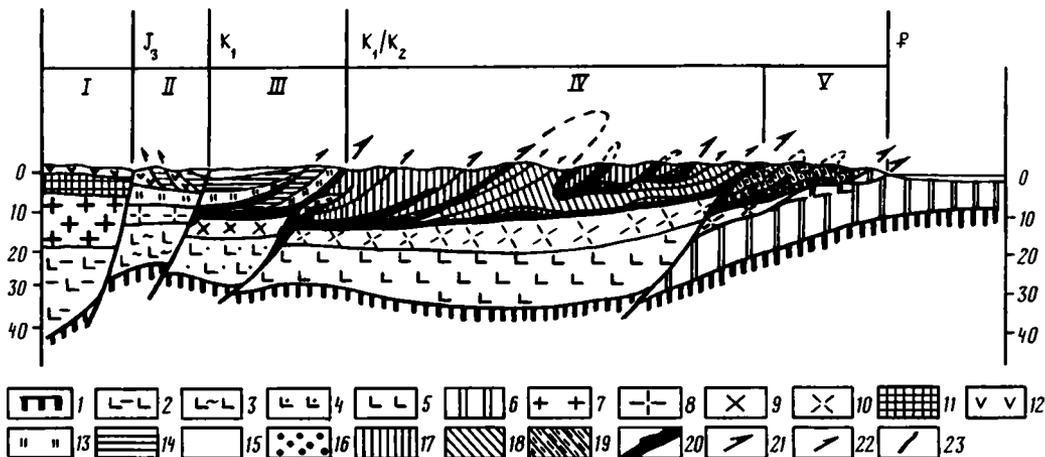


Рис. 100. Аккреционная структура Корьякского нагорья

1 — поверхность Мохо; 2—5 — базальтовые слои: 2 — мезозойд Северо-Востока СССР, 3 — поздних мезозойд, 4 — Пенжинско-Анадырской шовной зоны, 5 — Корьякской складчатой области; 6 — океаническая карта с Янранайским комплексом; 7—10 — гранитно-метаморфические слои: 7 — мезозойд, 8 — поздних мезозойд, 9 — Пенжинско-Анадырской зоны, 10 — Корьякской складчатой области; 11 — рифейско-мезозойские комплексы мезозойд; 12 — вулканы Охотско-Чукотского пояса; 13 — палеозойские океанические и переходные комплексы; 14 — мезозойские терригенные комплексы; 15 — палеоген-четвертичный чехол; 16 — верхнепалеозойско-нижнемезозойские комплексы с тетической фауны; 17 — вулканогенно-кремнисто-гравякковые серии верхней юры — нижнего мела (аллохтон Корьякской системы покровов); 18 — туфотерригенные серии верхней юры — верхнего мела (автохтон Корьякской системы покровов); 19 — терригенные серии верхней юры — верхнего мела Эконайской системы покровов; 20 — фрагменты верхней мантии и меланократового фундамента; 21 — границы крупных покровных систем; 22 — чешуи и надвиги; 23 — глубинные разломы, разделяющие разновозрастные аккреционные структуры. Структурными элементами: I — мезозойды, II — поздние мезозойды, III — Пенжинско-Анадырская шовная зона, IV — Корьякская система покровов, V — Эконайская система покровов. Возрастными индексами показано время формирования аккреционных окраин Азиатского континента

зоны автокласического меланжа из пород ватынской серии. Маастрихтский возраст олистостромов фиксирует начало шарьирования. Последние этапы определяются по эоценовому возрасту неавтохтона.

Структура Корьякского нагорья представляется в виде нескольких крупных покровных систем, отличающихся временем своего образования (рис. 100; см. рис. 94). В составе слагающих их структурно-вещественных комплексов обнаруживаются разновозрастные шельфовые отложения, комплексы переходной зоны океан—континент, океанические образования. В размещении одних и тех же в палеотектоническом отношении комплексов наблюдается общее омоложение их в направлении от континента к океану. Особенно отчетливо эта закономерность видна на примере распространения океанических, островодужных, шельфовых и склоновых образований. В западной Пенжинско-Анадырской зоне океанические образования имеют раннепалеозойский возраст, а комплексы переходной стадии — позднепалеозойский. В Корьякской, Эконайской, Емраваам-Пикасвьямской системах покровов соответствующие им образования имеют позднепалеозойско-ранне-мезозойский и позднеюрско-раннемеловой возраст. Причем более молодые океанические образования комплексов занимают внешнее положение, слагая аккреционные структуры Куюльской, Емраваам-Пикасвьямской, Эконайской систем покровов. Они маркируют конвергентную границу континентальной и океанической литосферных плит для поздней юры — раннего мела. Южнее расположены островодужные и океанические образования верхнего мела (Олюторская система покровов) и терригенные отложения Укэляятской зоны, накопившиеся вдоль

позднемелового континентального склона и подножия. Общее омоложение генетически однотипных структурно-вещественных комплексов в сторону океана отчетливо выражено в размещении вулканоплутонических ассоциаций.

Сложнее обстоит дело с офиолитами и окраинно-морскими образованиями. Так, общее омоложение палеозойских и раннемезозойских офиолитов, наблюдающееся при переходе от Пенжинско-Анадырской шовной зоны к более восточным структурам Корякского нагорья, нарушается появлением позднеюрско-раннемеловых офиолитов и окраинно-морских комплексов в Корякской и Емраваам-Пикасьваямской системах покровов. В первом случае они располагаются в пространстве между раннепалеозойскими и позднепалеозойско-раннемезозойскими офиолитами, а во втором случае оказываются в тектонически совмещенном положении с более древними офиолитами. Это кажущееся противоречие становится понятным при более детальном рассмотрении состава офиолитов. Дело в том, что верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты имеют деструктивную природу [99], поэтому их нельзя рассматривать в едином пространственно-временном ряду с океаническими палеозойскими и раннемезозойскими офиолитами.

Процессы деструкции, произошедшие в конце средней — начале поздней юры, охватывали не только переходную зону, сложенную в то время подошедшими с юга верхнепалеозойско-раннемезозойскими тетичскими террейнами, но и континентальные структуры. В результате, помимо Алганско-Майницкого краевого моря, возникли глубоко вдающиеся в континент Пекульнейский и Южно-Анюйский рифты. Кроме того, деструктивные процессы привели к латеральному перераспределению горных масс (литопластин). Раскрытие новообразованных структур в переходной зоне сопровождалось перемещением литопластин тетичских комплексов в южном направлении и их скупиванием. Геодинамическая модель позднеюрско-раннемелового времени определялась развитием системы тыловой раздвиг—фронтальный надвиг [148].

Смещение литопластин происходило на разных уровнях глубинности, о чем свидетельствует расслоенная структура эконайских офиолитов. Основной границей, по которой происходило перемещение коровых масс, была поверхность Мохо [99, 148]. В результате большая часть офиолитов оказалась включенной в Эконайскую и Емраваам-Пикасьваямскую покровные системы, а в корневой области они остались лишь в виде блоков в серпентинитовых меланжах аллохтонного комплекса Корякской системы покровов.

Нахождение одних и тех же или близких в формационном отношении структурно-вещественных комплексов в разных покровных системах — характерная особенность структуры Корякского нагорья. Она обусловлена тем, что каждая из шарьированных единиц соответствует либо целой, некогда существовавшей здесь структурно-формационной зоне, либо какой-то ее части. Подобная избирательность определяется несколькими причинами: первоначальной конфигурацией структурно-формационных зон; неравномерным (дисгармоничным) распределением тектонических деформаций по разным этажам глубинности; смещением во времени границ раздела литосферных плит в сторону океана, определяющим возникновение нового структурного плана, секущего прежние структурно-формационные границы, и, наконец, как было показано выше, деструктивными процессами.

Общее омоложение структурно-вещественных комплексов в направлении от континента к океану является следствием роста Азиатского континента. Подобная закономерность, обнаруженная достаточно давно [147 и др.], в последние годы получила название аккреционной тектоники. В связи с этим покровно-складчатую структуру Корякского нагорья можно рассматривать как гигантское аккреционное сооружение (см. рис. 100).

Изучение структурно-вещественных комплексов Корякского нагорья позволяет выделить в его геологической истории 5 этапов развития: раннепалеозойский,

позднепалеозойский—раннемезозойский (С—J₁), среднемезозойский (J₃—K₁), позднемезозойский—раннекайнозойский (K₂—P₁) и кайнозойский. Каждому этапу соответствует свой режим магматизма и осадконакопления, который определялся фиксированным для данного временного интервала положением основных структурных элементов. Существующий структурный план можно рассматривать как саморазвивающуюся систему, действующую в установленных возрастных рамках. Палинспастические реконструкции дают возможность восстанавливать положение континентального края и конвергентной границы океанической и континентальной литосферных плит, т.е. определять относительное положение структур зон перехода океан—континент. Принимая во внимание, что в структуре Корякского нагорья находятся комплексы с тетической фауной, испытавшие значительные горизонтальные перемещения в северном направлении, реконструкция абсолютного положения структур требует проведения палеомагнитных исследований.

Перечисленные основные этапы развития Корякского нагорья прерывались кратковременными эпизодами деформаций, приводящими к смене тектонических режимов и структурным перестройкам. В эти эпизоды (фазы) происходили аккреция континентальных окраин за счет присоединения периокеанических комплексов и экзотических блоков (чужеродных террейнов) и смещение конвергентной границы литосферных плит в сторону океана. Эпизоды аккреции сопровождались тектоническими деформациями, образованием аллохтонных структур и вещественными преобразованиями. Среди последних наиболее отчетливо выражены явления плагногранитизации, указывающие на становление гранитно-метаморфических слоев. Таким образом, аккреция континентальных окраин, хотя и является однонаправленным процессом, происходила эпизодически импульсивно.

Говоря о террейнах, надо помнить, что в современной структуре Корякского нагорья фрагменты одного и того же террейна часто оказываются включенными в разные покровные системы или тектонические зоны. Прекрасным примером могут служить верхнепалеозойско-раннемезозойские вулканогенно-кремнистые комплексы с тетической фауной. Будучи частями чужеродного террейна, они встречаются в виде блоков в меланжах Корякской и отличной от нее Емраваам-Пикасваямской системы покровов, а также в виде тектонических пластин в Эконайской системе покровов. В связи с этим попытки вести тектоническое районирование с позиций концепции "коллага террейнов" не могут быть успешными. Однако палеотектонический смысл понятия "террейн" как структурно-вещественных (или тектоностратиграфических в терминологии северо-американских геологов) комплексов крайне важен при анализе тектонической эволюции и особенно при прогнозе поисков полезных ископаемых, на что справедливо обращалось внимание в работе [150].

Последовательность становления аккреционных окраин иллюстрируется структурным профилем через Корякское нагорье, проходящим в широтном направлении от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса до побережья Берингова моря (см. рис. 100). В поздней юре Сибирский континент нарастался структурами мезозойд Северо-Востока СССР (см. рис. 100, аккреционная окраина I). Его восточная граница совпадает с приконтинентальной зоной пояса (по В.Ф. Белому, внешней зоной). В раннем мелу с востока он нарастался структурами приокеанической (или внутренней) зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. рис. 100, аккреционная окраина II). На рубеже раннего и позднего мела возник новый аккреционный край (III), сложенный комплексами Пенжинско-Анадырской шовной зоны. Окончательное формирование окраины Азиатского континента в Корякском сегменте произошло в палеогене в предэоценовое время, когда в состав континента в виде единой структуры вошли Корякская, Эконайская, Евраваам-Пикасваямская и Олюторская покровные системы, формирование которых началось несколько раньше.

Особо следует подчеркнуть, что формирование покровных систем было дли-

тельным многофазовым. При этом первые аллохтонные структуры возникают раньше окончательного оформления покровных систем и их включения в состав аккреционных окраин. Так, первые чешуйчато-надвиговые структуры Корякской и Емраваам-Пикасваямской покровных систем возникли в предпозднемеловое время и вместе с Эконайской системой, окончательно сформировавшейся в предпозднемаастрихтское время, оказались включенными в состав континента только в палеогене (см. рис. 100, аккреционные окраины IV, V). Следовательно, хотя аккреционные процессы и сопровождаются тектоническими деформациями, последние могут проявляться и независимо от аккреции, что указывает на отсутствие между ними причинно-следственных связей. Отсюда следует вывод, что оба явления отражают какие-то более общие тектонические процессы, происходящие в земной коре и верхней мантии. Тектонические деформации, приводящие к образованию покровно-складчатых систем, разновидностью которых служат аккреционные структуры, являются следствием послонно-дисгармоничного латерального движения масс, обусловленного существованием тектонических неоднородностей разного порядка [148]. Концепция тектонической расслоенности объясняет возможность дифференцированного перемещения масс на разных уровнях глубинности.

Движение литосферных плит осуществляется по астеносфере, на уровне поверхности Мохо происходит перемещение крупных оболочек земной коры как "сиаль" и "сима", кроме того, на более высоких уровнях фиксируется смещение внутрикоровых элементов. Тектонически расслоенная покровно-складчатая структура Корякского нагорья является прекрасным примером аккреционного сооружения, возникшего именно в ходе дифференцированного латерального течения масс на нескольких границах раздела, уровень глубинности которых определяется составом аллохтонных литопластин.

ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

Тектонические структуры п-ова Камчатка находятся на стыке различных тектонических зон. На севере они переходят в Корякскую покровно-складчатую область; на юге на них наложены вулканогенные образования Курильской островной дуги; с востока к ним дискордантно примыкает Алеутская островная дуга.

В пределах полуострова широко распространены полого залегающие вулканогенные образования Восточно-Камчатского ($N_2—Q$) и Центрально-Камчатского ($P_2—Q$) поясов, наложившихся на гетерогенное основание. По особенностям строения докайнозойских образований и характеру тектонических дислокаций здесь выделяются Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатские тектонические зоны; особо выделяются восточные полуострова. Первая из них сложена преимущественно терригенными, реже вулканогенными образованиями ($J_3—K$), а остальные — разнообразными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами (K_2). В центральной части Камчатки обнажен крупный (200—30—40 км) массив Срединного хребта, сложенный глубокометаморфизованными породами, по-видимому, докембрийского и палеозойского возраста [24, 158]. Соотношения его с вмещающими меловыми толщами — тектонические.

В последнее время выяснилось, что многие структуры Восточной и Центральной Камчатки имеют покровное и чешуйчатое строение [40, 117, 122, 123, 161, 163]. При этом особенно важным оказалось изучение наиболее древних из фаунистически доказанных, меловых образований, аллохтонное положение которых в современной структуре позволило по-новому представить ранние этапы тектонической эволюции региона. В настоящее время лучше всего изучено тектоническое строение Восточно-Камчатской зоны и зон восточных полуостровов (Камчатский мыс и Кроноцкий), которые в связи с общей направленностью сборника и будут охарактеризованы ниже.

Восточно-Камчатская зона. В этой зоне среди преимущественно слабо

дислоцированных кайнозойских образований отмечаются кулисообразно расположенные выступы, сложенные меловыми и нижнепалеогеновыми породами. Эти тектонические поднятия орографически выражены системой горных хребтов — Начикинского, Кумроч, Тумрок, Валагинского и горной гряды к западу от п-ова Шипунского. Ранее все они объединялись в Восточный антиклинорий [24]. Сложная дислоцированность слагающих их пород и почти полное отсутствие в них микрофауны послужили причиной того, что слагающие их разнообразные литологические комплексы объединялись в единые серии многокилометровой мощности.

Появление новой методики извлечения объемных форм радиолярий из кремнистых пород этих "серий" позволило установить возраст целого ряда прежде немых толщ. Детальное картирование узловых участков, в сочетании с изучением опорных разрезов, показало, что в целом ряде случаев прежде единые серии расчленяются на близкие по возрасту, но разнофациальные образования, тектонически совмещенные в современной структуре.

Отмеченные выше поднятия сложены разнообразными образованиями кампан-раннепалеогенового возраста и только в крупных тектонических брекчиях — серпентинитовых меланжах — встречаются наиболее древние из стратифицированных образований Восточной Камчатки среднепалеогеновые отложения. Характер строения сенонских толщ Восточно-Камчатской зоны позволяет выделить среди них комплексы, характерные для островной дуги, задугового бассейна и предостроводужных областей седиментации. Среднепалеогеновые отложения сопоставляются с отложениями, формировавшимися в океанических условиях.

Анализ распространения этих комплексов в цепи восточнокамчатских поднятий показывает, что в разных ее частях можно видеть тектонически нарушенные фрагменты системы: окраинное море — островная дуга — предостроводужные бассейны. Тектонически совмещенные комплексы островной дуги и окраинного моря отмечаются в покровной структуре Валагинского хребта; в ряде поднятий — Озерновском, Тумрок — обнажены только вулканогенные островодужные образования, причем в первом из них устанавливается их аллохтонное положение; в покровно-чешуйчатой структуре хребта Кумроч выделяются комплексы островной дуги и преддуговых бассейнов.

Ниже мы кратко рассмотрим строение отдельных наиболее изученных частей Восточно-Камчатской зоны.

Рассматриваемая северная часть поднятия Кумроч [161, 163] сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями мелового возраста; менее развиты палеогеновые отложения; на значительной площади распространены серпентинитовый меланж (рис. 101).

Наиболее древние в районе и на Восточной Камчатке нижнепалеогеновые отложения (апт-альбские) встречаются в виде отдельных блоков размером до 10—15 м темно-серых кремней среди серпентинитового меланжа.

Верхнепалеогеновые образования подразделяются на алтынскую, уколкинскую, лотонскую и остряковскую толщи, к нижнему палеогену относится ветловский комплекс.

Алтынская толща (1200—1500 м) сложена грубыми агломератовыми туфами основного состава, покровами базальтов, пачками переслаивания серых и желтовато-серых кремней и кремнистых алевролитов. Комплекс радиолярий из этой толщи позволяет датировать ее верхним кампаном [160]. Уколкинская толща (1000 м) в своей нижней части состоит из афировых базальтов, их туфов и пачек переслаивания различных кремнистых пород; верхняя часть сложена вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, туффитами, реже туфами основного состава, туфопелитами и туфосилицитами. В нижней части толщи обнаружены радиолярии, характерные для позднего кампана — маастрихта [160]. Лотонская толща (не менее 300—400 м) сложена тонкослоистыми кремнистыми породами, туфосилици-

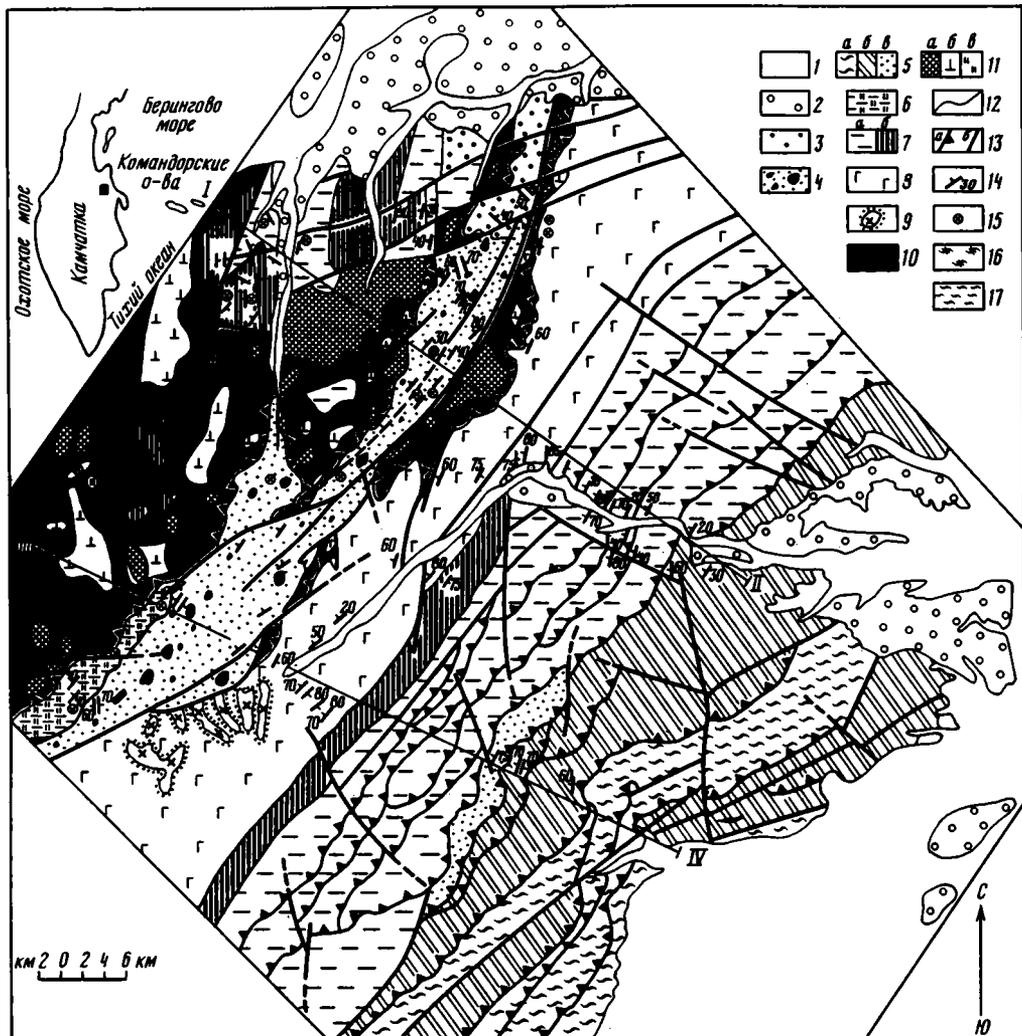


Рис. 101. Схематическая геологическая карта северной части хребта Кумроч по: [161]

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоценовые отложения; 3 — правократонская свита (P_{2-3}); 4 — остраковская толща ($K_2m_2-P_1$); 5 — ветловский комплекс (P_1): а — нижняя, б — средняя, в — верхняя части; 6 — лотонская толща (K_2m); 7 — уколкинская толща (K_2sr_3-m): а — нижняя и б — верхняя части; 8 — алтынская толща (K_2sr_3); 9 — субвулканические тела кислого и среднего состава; 10 — серпентинитовый меланж; 11 — блоки в серпентинитовом меланже: а — габбро, б — массивные перидотиты, в — кремнистые породы; 12 — геологические границы: а — согласные, б — несогласные; 13 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — недифференцированные; 14 — элементы залегания; 15 — места находок микрофауны; 16 — уколкинская толща (нижняя часть), 17 — ветловский комплекс (средняя часть)

тами и флишоидно переслаивающимися тонкообломочными тугофенно-осадочными отложениями. Возраст толщи — ранний маастрихт [160]. Остряковская толща (1000—1200 м) представлена грубопереслаивающимися конгломератами, микститами, гравелитами, туфами с пачками кремнистых алевролитов, песчаников, туфопелитов. Возраст толщи — позднемаастрихтский—датский [160]. Ветловский комплекс сложен в нижней части (около 1500 м) различными кремнистыми породами, туфами основного состава и пелитоморфными известняками; средняя часть (1200—1500 м) представлена тонкообломочными вулканогенно-осадочными породами; верхняя (500—700 м) — чередование грубых вулканогенно-осадочных пород с прослоями конгломератов. Возраст ветловского комплекса, по последним данным [160], — палеогеновый.

Средне-верхнепалеогеновые отложения сложены грубообломочными терригенными отложениями (400 м) с горизонтами микститов, где обломки (до 0,5—1 м) представлены базальтами, андезитами, габбро, кремнями, серпентинитами и серпентинизированными гипербазитами.

Имеющиеся микропалеонтологические данные свидетельствуют о том, что алтынская, уколкинская и лотонская толщи являются близкими по возрасту. Алтынская толща отражает условия вулканического поднятия, а уколкинская и лотонская — накапливались в сопредельных зонах осадконакопления; т.е. выделяемые толщи являются разнофациальными образованиями, тектонически смещенными в современной структуре хребта Кумроч. Остряковская толща более молодая, она формировалась при начале тектонического смещения образований островной дуги и преддуговых бассейнов, на что указывает присутствие в микститах обломков габбро и пород, характерных для уколкинской и алтынской толщ. Распространенный на востоке ветловский комплекс отражает условия нижней части предостроводужного склона и, возможно, части глубоководного желоба, что подчеркивается пелагическим характером седиментации и характером микрофауны в нижней части комплекса.

В современной тектонической структуре поднятие Кумроч имеет неоднородное строение; для восточной его части характерна чешуйчато-надвиговая структура, в западной — появляются осложненные чешуйчатыми надвигами тектонические покровы. На севере тектонические сооружения хребта Кумроч перекрыты полого залегающим чехлом плиоцен-четвертичных туфотерригенных отложений (неоавтохтон).

На востоке поднятия меловые и нижнепалеогеновые отложения слагают систему чешуй, ограниченных крутыми (40—70°), падающими на запад и северо-запад надвигами. Мощность отдельных чешуй достигает нескольких километров. Отложения в них смяты в напряженные, наклоненные на восток складки. Крупные складки обычно сильно сжаты, а замки их обычно срезаны эрозией, что создает видимость моноклинального залегания пород. Но, изредка сохранившиеся замковые части складок и наблюдения о характере залегания пород позволяют установить, что в действительности мы имеем дело с сильно сжатыми складчатыми структурами. В западном направлении напряженность дислокаций увеличивается.

На западе поднятия кампан-маастрихтские образования перекрыты крупным покровом серпентинитового меланжа, который местами надвинут не только на меловые, но и на палеогеновые отложения. Серпентинитовый меланж слагает пластинчатое тело, погружающееся на северо-запад. Мощность его достигает 400—500 м, хотя обычно она гораздо меньше. Местами, особенно во фронтальной части покрова, видно, что пластина разбита надвигами и смята, иногда в сильно сжатые синформы. Серпентинитовый меланж сложен разновеликими глыбами и блоками серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, диабазов, базальтов, кремнистых пород, реже амфиболитов и родингитов. Отдельные блоки серпентинизированных гипербазитов достигают 1—1,5 км².

Основные этапы деформаций в этой структуре происходили в позднем маастрихт-

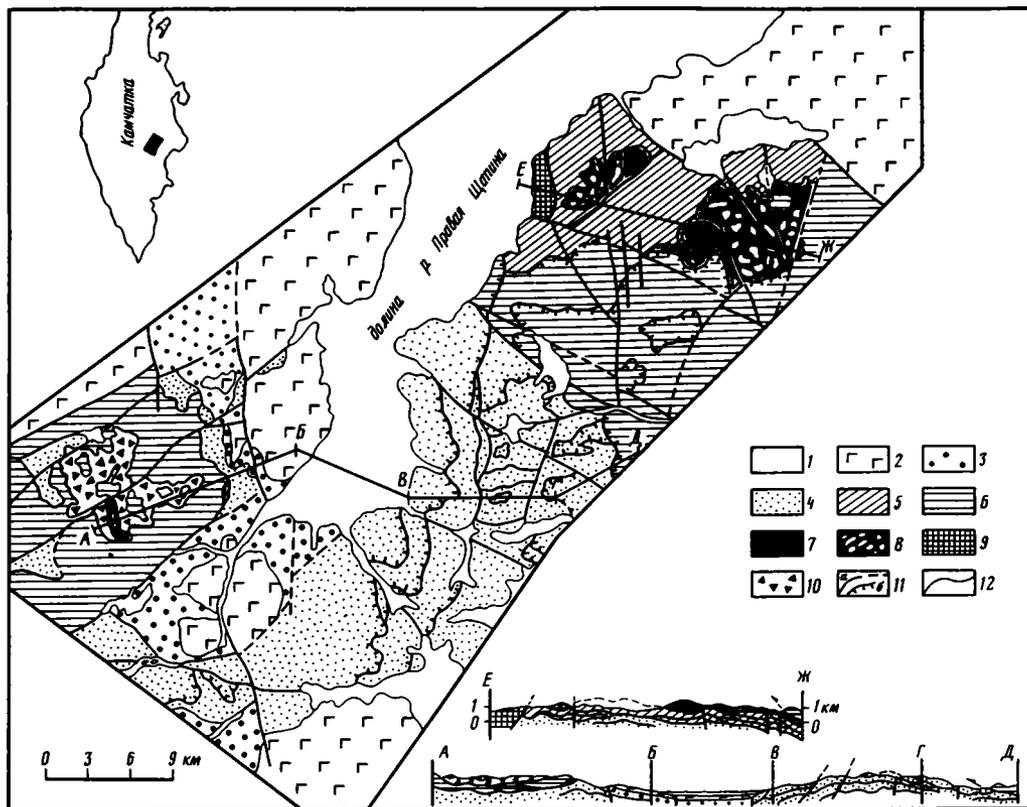


Рис. 102. Геологическая схема северной части Валагинского хребта

1 — четвертичные терригенные отложения; 2 — плиоцен-четвертичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 3 — миоценовые терригенные отложения; 4 — автохтон: кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс ($K_2Sn_2-P_1$); 5, 6 — Попутновский (на востоке) и Савульчинский (на западе) аллохтонные вулканогенные комплексы (K_2Sn_2): 5 — преимущественно туфогенные разрез, 6 — преимущественно лавы; 7 — массивы ультрабазитов; 8 — серпентинитовый меланж; 9 — габбро-плагиигранитный комплекс; 10 — катаклазиты; 11 — разломы, установленные и предполагаемые: недифференцированные (а) и надвиги (б); 12 — геологические границы

те — раннем палеогене, в эоцене и в начале позднего миоцена [161]. Характерно, что миоценовые деформации наиболее сильно проявлены на востоке рассматриваемой структуры, что наиболее хорошо видно за пределами данного района [162].

Северная часть Валагинского поднятия сложена верхнемеловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, менее развиты миоценовые терригенные и плиоцен-четвертичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (рис. 102).

До недавнего времени считалось, что меловые породы слагают единую валагинскую серию, в нижней части которой встречаются преимущественно туфотерригенные, а в верхней — вулканогенные образования [24]. Детальное картирование узловых участков показало, что выделявшиеся ранее в единой стратиграфической последовательности толщи представляют собой близкие по возрасту, но разнофациальные комплексы, тектонически совмещенные в современной структуре [60].

На западе и востоке района широко распространены различные базальты, андезиты, их туфы, лаво- и туфобрекчии, реже туфы и лавы ультраосновного со-

става, гналокластиты, туфопесчаники, туфопелиты, туфосилициты и яшмоиды, объединяемые в единый вулканогенный комплекс. В верхней части комплекса встречаются покровы, дайки и силлы пикритов. Общую мощность комплекса установить трудно, так как в современной структуре различные части разрезов нарушены многочисленными послойными срыва́ми. По-видимому, она достигает 1,5—2 км. Возраст вулканогенного комплекса — кампан-раннемаастрихтский [60].

В центральной части района (см. рис. 102) широко распространены различные туфы основного, среднего и, крайне редко, ультраосновного состава, различные туфогенно-осадочные, терригенные и кремнистые образования, общая мощность которых из-за обилия послойных срывов оценивается приблизительно в 1000 м. Возраст кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса — позднесенонский—раннепалеогеновый [60].

Типизация этих комплексов показала, что они формировались в условиях вулканической островной дуги и сопредельной части окраинного моря [60].

В современной структуре района оба комплекса тектонически совмещены. В самом общем виде эта структура представляется как крупная антиформа северо-восточного простирания. Осевая ее часть (область распространения кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса) представляет собой сложно счешуенный автохтон, на который с востока надвинут попутновский аллохтонный комплекс вулканогенных образований (см. рис. 102). Аналогичный по составу комплекс на западе района представляет собой интенсивно тектонизированную аллохтонную массу, выделяемую как Савульчинский аллохтон. Аллохтонные комплексы на востоке и западе района сходны по составу слагающих их пород, отличаясь лишь по степени их раздробленности (на западе они нередко превращены в катаклазиты). Они расслоены на ряд пластин, которые в ряде случаев разделяются полого залегающим серпентинитовым меланжем [123].

Вся структура меловых пород рассечена грабеном р. Правая Щапина, выполненным миоценовыми терригенными и плиоцен-четвертичными вулканогенными образованиями. На западе структуры Валагинского поднятия отделены почти прямолинейным сбросом от Центрально-Камчатской депрессии.

Основные этапы формирования тектонической структуры в этом районе из-за отсутствия комплексов показателей ее становления определяются достаточно условно. По-видимому, они происходили в начале палеогена (образование первичных аллохтонных масс), среднем или позднем палеогене (формирование рассекающих покровы чешуйчатых надвигов), в раннем миоцене (образование грабенов), в позднем миоцене (складчатость в грабенах).

Восточные полуострова Камчатки (Камчатский мыс и Кроноцкий) резко отличаются от Восточно-Камчатской зоны: каждый из них характеризуется присущими только ему особенностями строения, представляя собой фрагменты самостоятельных тектонических зон. Некоторое сходство устанавливается лишь в строении палеогеновых толщ этих районов.

Поднятие п-ова Камчатский Мыс. Тектоническая структура этого района, по мнению многих исследователей [40, 86], является самым западным звеном Алеутской островной дуги, значительно приподнятым в процессе общего поднятия Камчатки в неоген-четвертичное время.

В северной части полуострова широко распространены вулканогенно-осадочные комплексы кайнозоя, сопоставляющиеся с образованиями более восточных частей Алеутской дуги. В южной части — распространены терригенные и кремнисто-вулканогенные образования африканской серии (альб—кампан), различные габброиды и ультрабазиты Оленегорского массива, а также разнообразные породы серпентинитового меланжа. Породы южной части района интенсивно тектонизированы и несут следы многократных деформаций, тем самым представляя уникальную возможность судить о характере тектонических процессов в основании Алеутской дуги.

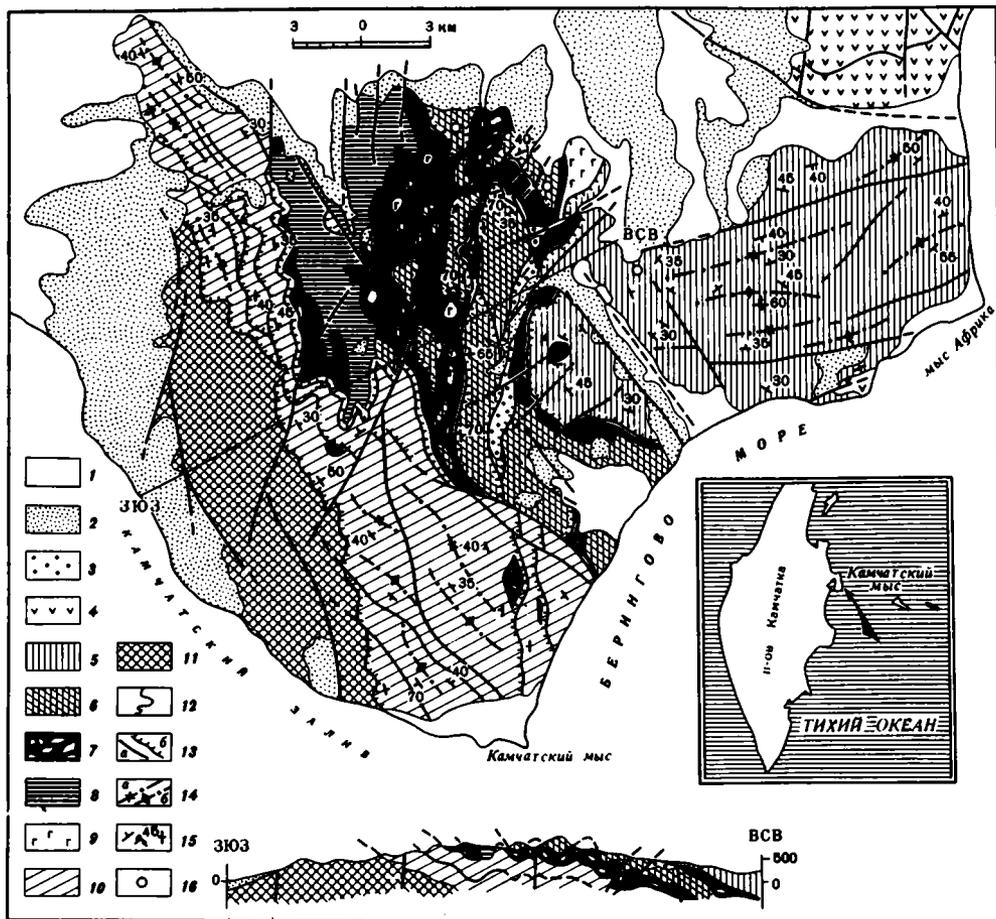


Рис. 103. Схема основных структурных элементов п-ова Камчатский Мыс

1 — четвертичные и терригенные отложения; 2 — плиоцен-четвертичные терригенные отложения; 3 — миоценовые терригенные отложения; 4 — нерасчлененные меловые (маастрихт)—палеогеновые вулканогенно-осадочные образования столбовской серии; 5 — четвертый аллохтонный комплекс (терригенные и туфоогенно-кремнистые отложения африканской серии); 6 — третий аллохтонный комплекс (туфоогенно-кремнистые отложения африканской серии); 7—9 — второй аллохтонный комплекс: 7 — серпентинитовый меланж, 8, 9 — пластины и блоки гипербазитов (8) и габбро (9); 10 — первый аллохтонный комплекс (кремнисто-вулканогенные образования африканской серии); 11 — автохтон (габброиды Оленегорского массива); 12 — геологические границы; 13 — тектонические нарушения, установленные и предполагаемые: недифференцированные (а) и надвиги (б); 14 — оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 15 — элементы залегания; 16 — места находок микрофауны. На профиле отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1:2

Ниже будут рассмотрены интенсивно тектонизированные образования южной части полуострова, которые объединяются нами [77] в несколько комплексов: относительный автохтон (габброиды Оленегорского массива), четыре аллохтонных комплекса (офиолиты и терригенные отложения K_{1-2}) и неавтохтонный чехол N_2-Q (рис. 103).

К автохтону отнесен сложный комплекс глубинных и субвулканических пород основного состава, неоднократно описывавшийся ранее [12, 87]. Габброиды характеризуются большим разнообразием и сложностью слагаемых ими тел. Отмечаются элементы их псевдостратификации; местами сред них отмечаются фраг-

менты "дайкового" комплекса. Часто породы рассланцованы, катаклазированы и превращены в амфиболовые сланцы и милониты.

Контакт габброндов с перекрывающей базальтовой толщей проходит по надвигу с крутизной от 10—20 до 60—70°, вдоль которого почти повсеместно отмечается зона дробления мощностью до 10—20 м.

Аллохтонные комплексы сложены породами африканской серии и серпентинитовым меланжем.

Африканская серия состоит из двух согласно залагающих свит: смагинской и пикежской [159]. Смагинская свита (1200—1400 м) сложена в нижней части шаровыми базальтами, кремнями, туфосилицитами, вверх по разрезу сменяющимися пелитовыми и алевропелитовыми туфами с прослоями и линзами яшм, кремней, туффитов и редкими покровами основных эффузивов. Пикежская свита (1400—1600 м) состоит в нижней части из кремнистых туфов, туффитов и туфосилицитов, вверх, по разрезу сменяющихся кварц-полевошпатовыми песчаниками с отдельными прослоями аргиллитов. Возраст серии — альб-кампанский [40]. Различные части обеих свит существенно отличаются по строению, благодаря чему контакты литологически разных толщ при общем сжатии структуры явились тектонически ослабленными поверхностями, по которым происходили срыв и шарьирование отдельных частей африканской серии.

Первый аллохтонный комплекс¹ сложен базальтами, различными туфами и кремнистыми породами (смагинская и нижняя часть пикежской свиты). Обычно они смяты в сжатые, запрокинутые на юго-запад складки с размахом крыльев до 2—3 км и углами падения до 70°, осложненные мелкой складчатостью. Характерны многочисленные разломы, среди которых основную роль играют надвиги; системы чешуйчатых надвигов нередко обуславливают совмещение стратиграфических разрезов.

Второй аллохтонный комплекс сложен в различной степени серпентинизированными ультраосновными породами, слагающими деформированную пластину мощностью не более 300—400 м, так как местами из-под нее вскрываются подстилающие кремнистые породы. Залегание этой пластины большей частью пологое (10—30°), но в северо-восточном направлении она круто погружается. При этом местами серпентиниты выжимаются на поверхность, отмечаясь среди перекрывающего (третьего) аллохтонного комплекса. На местности такие участки картируются как крупные и мелкие блоки, сохранившие элементы стратификации, но разделенные сетью серпентинитовых просечек.

Внутреннее строение пластины неоднородно. В основании ее встречается типичный полимиктовый меланж с глыбами и блоками различных габброндов, диабазов, кремнистых пород, туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, амфиболитов, зеленых сланцев. Крупные (до 10—20 м) глыбы габбро часто имеют округлую форму и заключены в серпентинитовую рубашку. Цементирующая масса — разнообразные серпентиниты, нередко превращенные в серпентинитовую глину.

Вверх по разрезу пластины количество чуждых обломков постепенно уменьшается, меланж здесь сложен серпентинитами с крупными (до 30—40 м²) блоками уплощенной формы (будинами) серпентинизированных гипербазитов. В наиболее верхней части пластины отмечаются многочисленные крупные (до 5—10 км²) блоки слабо серпентинизированных перидотитов с линзами дунитов.

Третий аллохтонный комплекс сложен туфогенно-кремнистыми отложениями верхней части смагинской и нижней части пикежской свит. Породы этого комплекса интенсивно дислоцированы, смяты в напряженные складки с углами падения пород на крыльях 50—70°. Высокая степень дробления и интенсивность складчатых дислокаций туфогенно-кремнистых отложений объясняют широкое развитие здесь протрузивных серпентинитовых просечек.

¹ Аллохтонные комплексы описываются снизу вверх.

Четвертый аллохтонный комплекс состоит из туфогенно-кремнистых и терригенных отложений (верхняя часть смагинской и полный разрез пикежской свит), отделенных от подстилающих отложений маломощным серпентинитовым меланжем. Отложения смяты здесь в крупные сопряженные антиклинали и синклинали с размахом крыльев до 2—3 км при углах падения на крыльях до 30—60°, с вертикальными или наклоненными к югу осевыми плоскостями.

Относительные перемещения в аллохтонных комплексах достигают 7—10 км, но общее перемещение несомненно значительно больше. Время формирования покровной структуры недостоверно ясно. Скорее всего, основной этап шарьирования произошел в конце мела, так как мощные толщи кайнозойских пород деформированы значительно слабее, чем меловые.

В рассмотренных аллохтонных комплексах можно видеть фрагменты разрезов кремнисто-вулканогенных образований мощностью в сотни метров, тесная ассоциация которых с габброидами и гипербазитами, а также присутствие в нижних частях африканской серии конглобрекций с обломками габброидов подтверждают выделение здесь офиолитовой ассоциации, тем самым указывая на океаническую природу меловых образований. Это же подтверждает и состав базальтов африканской серии, относящихся к океаническому толемитам [12]. Скорее всего, это были приподнятые участки океанического дна с достаточно расчлененным рельефом, а не абиссальные части океанических бассейнов, на что указывает пестрый, фациально изменчивый состав нижней части африканской серии.

Сказанное позволяет заключить, что при формировании структуры основания западной части Алеутской дуги ведущую роль играли горизонтальные срывы, происходившие на различных уровнях океанической коры. Строение аллохтонных комплексов показывает, что срывы происходили на границе М, между корой и мантией, на границе 3-го и 2-го слоев океанической коры, а также в пределах ее чехла. Эти срывы привели к тектоническому скучиванию различных частей океанической коры в основании Алеутской островной дуги с формированием утолщенного "базальтового" слоя. Не исключено, что субгоризонтальные срывы в меловой океанической коре были заложены еще в океанических условиях.

Кроноцкое поднятие. Тектоническое строение этого района резко отличается от остальных частей Камчатки. На востоке района на небольшой площади распространены верхнемеловые породы, которые в западном направлении сменяются палеогеновыми и миоценовыми образованиями.

Верхнемеловые породы слагают две пластины, выполненные эффузивно-пирокластическими образованиями коньяк-кампанского и кампан-маастрихтского возраста [122]. Обе пластины разделены маломощным серпентинитовым меланжем. Изучение эффузивов из этих пластин показало, что они принадлежат к высокоглиноземистым толеитам, характерным для начальных стадий развития островных дуг. Тектоническое расслоение и совмещение пластин происходило в конце мела — начале палеогена, так как обе пластины и разделяющий их меланж несогласно перекрыты широко распространенными на полуострове палеогеновыми базальтами, их туфами и продуктами их перемыва (неоавтохтон). Эти эффузивы слагают слабо дислоцированную (5—20°) толщю с общим падением в северо-западном направлении, которая на западе района перекрыта ниже-среднемиоценовыми терригенными отложениями. Последние нарушены интенсивными складчато-надвиговыми дислокациями с общей вергентностью в сторону Тихого океана. Этот этап сжатия происходил в начале позднего миоцена, так как верхнемиоценовые отложения в этом районе перекрывают уже дислоцированные структуры [162].

На основании вышесказанного тектоническая эволюция Восточной Камчатки представляется следующей (рис. 104).

В среднем мелу, от апта до кампана, существовал бассейн океанического типа, тектонизированные фрагменты которого обнажены на п-ове Камчатский Мыс и в серпентинитовых меланжах Восточно-Камчатской зоны. Скорее всего, рельеф

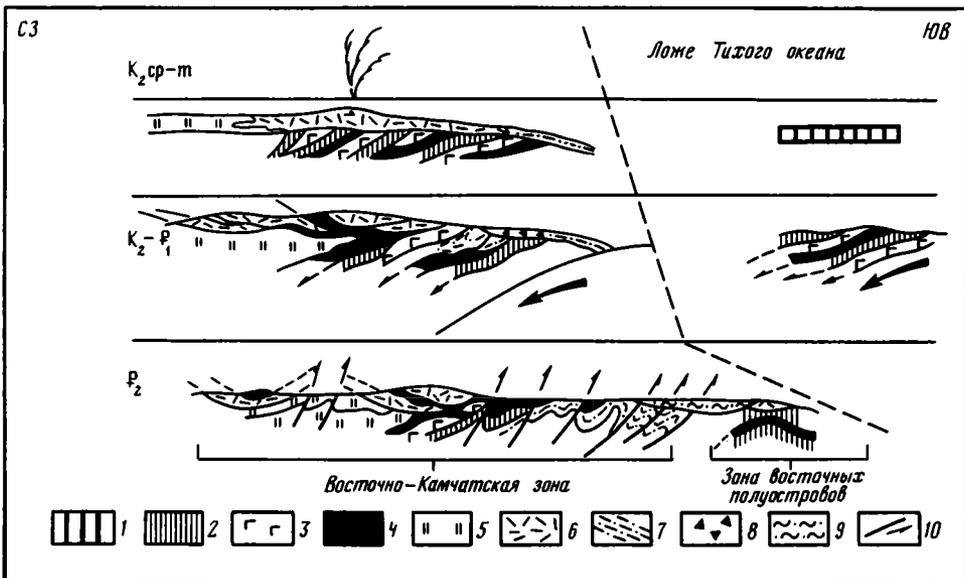


Рис. 104. Принципиальная схема тектонического развития Восточной Камчатки

1 — меловая океаническая кора; 2 — кремнисто-вулканогенные, местами терригенные и вулканогенно-осадочные образования; 3 — дайковый комплекс; 4 — ультрабазиты и серпентинитовый меланж; 5 — кремнисто-терригенно-туфогенные отложения задугового бассейна; 6 — вулканогенные образования островной дуги; 7 — вулканогенно-осадочные отложения преддуговые; 8 — олисто-стромовый комплекс; 9 — терригенные отложения; 10 — разломы и направления перемещения тектонических плит

дна в этом бассейне был достаточно расчлененным, о чем свидетельствует пестрый состав толщ соответствующего возраста. Характер микрофауны в кремнистых породах, по мнению Н.Ю. Брагина, характерен для тропических и субтропических открытых бассейнов. Можно предполагать, что первоначально океаническая кора этого бассейна находилась в значительно более южных широтах. Западнее и севернее существовала сложно построенная континентальная окраина, сформировавшаяся при длительной аккреции материкового блока [41, 99].

В кампане—маастрихте на сложно построенном основании развивалась Озерновско-Валагинская островная дуга, основанием которой, по-видимому, были скученные образования меловой океанической коры. Фрагменты последней, начиная от ультрабазитов и габбро вплоть до среднемеловых кремнистых пород, встречаются в виде глыб и блоков в серпентинитовых меланжах Восточно-Камчатской тектонической зоны. Западнее этой дуги существовал окраинный бассейн, где формировались мощные толщи кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса (автохтон Валагинского поднятия). Восточнее, в обстановке преддугового склона, формировались достаточно мощные вулканогенно-осадочные комплексы (восточная часть поднятия Кумроч).

Крупная тектоническая перестройка происходила в конце мела — начале палеогена или в начале палеогена. В настоящее время ее трудно точно датировать, так как комплексы показателей становления покровных и чешуйчатых структур, формировавшихся в ходе этой перестройки, большей частью отсутствуют. Лишь местами устанавливается, что горизонтальные движения происходили в конце мела — начале палеогена (маастрихт—даний) — поднятие Кумроч [161] и в начале палеогена (Валагинское поднятие). По-видимому, в результате продолжающегося крупномасштабного глубинного поддвига Озерновско-Валагинская островная дуга

была сорвана со своего основания и ее образования были надвинуты на кремнисто-терригенно-туфогенные отложения сопредельной частью окраинного бассейна. Как показывают данные по строению северной части Валагинского поднятия в процессе шарьирования вулканогенных образований на кремнисто-терригенно-туфогенные происходило тектоническое расслаивание обоих комплексов и многократное их совмещение. Срывы происходили по границам литологически отличающихся пачек и пластов. В строении автохтона этого поднятия часто устанавливается многократное тектоническое переслаивание пластов и отдельных пачек, внутри которых также отмечаются послойные срывы, т.е. вся толща автохтона подверглась здесь пластическому течению.

Вулканогенные образования аллохтонных комплексов деформированы иначе. В процессе шарьирования они расслаивались по границам крупных частей разрезов на отдельные пластины, для которых характерны сколовые деформации; иногда отдельные покровы расслаивались серпентинитовым меланжем, маркирующим крупные части аллохтонных комплексов. Местами (Савульчинский аллохтон северной части Валагинского поднятия) вулканогенные образования интенсивно раздроблены вплоть до образования катаклазитов. Это достаточно мощные послойные образования (сотни метров), состоящие из обломков разной степени раздробленности — от рыхлых образований гравийной и песчаной размерности до крупных (сотни метров) глыб и блоков.

По-видимому, в это же время началось формирование чешуйчатых надвигов во фронтальной части Озерновско-Валагинской островной дуги, зафиксированных в чешуйчатой структуре хребта Кумроч.

Одновременно активные тектонические процессы происходили в различных частях океанической области и к востоку от этой дуги.

В обстановке горизонтального сжатия происходило скучивание океанической коры на востоке района с формированием системы тектонических пластин, на которых позднее развивались островодужные комплексы Алеутской дуги. В современной структуре п-ова Камчатский Мыс, являющегося наиболее западной частью этой дуги, устанавливается целый пакет тектонических покровов, состоящих из различных частей меловой океанической коры. Первичные срывы происходили здесь на различных уровнях, а дифференцированные смещения возникших литопластин и их сложное тектоническое совмещение, по-видимому, явились основной причиной увеличения мощности "базальтового" слоя Алеутской дуги.

Тектонические процессы, происходившие в конце мела юго-восточнее Озерновско-Валагинской островной дуги, трудно расшифровываются, так как образования этого времени лишь незначительно распространены в пределах Кроноцкого полуострова. Их строение отражает существовавшее в прошлом поднятие с достаточно расчлененным рельефом (где формировались пестрые вулканогенно-осадочные комплексы и изливались эффузивы, сходные по геохимическим признакам с лавами ранних стадий развития островных дуг) и при этом резко отличается от разновозрастных толщ Восточной Камчатки.

В конце мела в обстановке горизонтального сжатия произошло усложнение структуры этого участка земной коры с формированием системы совмещенных литопластин и серпентинитового меланжа, в результате чего была создана тектонически приподнятая структура, где в палеогене происходили излияния островодужных толеитов.

Кайнозойский этап тектонического развития Камчатки характеризуется дальнейшим усложнением ее структуры. Сильное сжатие происходило в среднем палеогене, когда происходила тектоническая переработка ранее созданных структур. С этим этапом связано возникновение чешуйчатых надвигов, наложившихся на покровные структуры ряда поднятий Восточно-Камчатской тектонической зоны. Вергентность возникших складчато-надвиговых дислокаций — юго-восточная. Скорее всего, именно с этим этапом связано закрытие крупного предостроводужно-

го прогиба и желоба, существовавшего ранее перед фронтом Озерновско-Валагинской дуги; вероятно, в это же время произошло приращение к материковому блоку Камчатки Кронцового террейна (фрагмента сенонской островной дуги).

Дальнейшая тектоническая эволюция региона характеризуется сложным и противоречивым сочетанием различных режимов. На фоне дальнейшего роста и формирования континентальной коры происходила и тектоническая деструкция. Характерно, что зоны сжатия сместились в восточную часть региона; крупный этап сжатия (позднемиоценовый) с образованием значительных чешуйчато-надвиговых дислокаций зафиксирован на самом востоке Камчатки [162]. Тектоническая деструкция проявилась в более западных районах, где начиная с олигоцена устанавливается возникновение структур растяжения — протяженных вулканоплутонических поясов и грабенов. Характерна дискретность в проявлении этих процессов.

Выше было показано, что на Восточной Камчатке широко распространены структурные формы и дислокации, свидетельствующие о значительной роли горизонтальных движений при формировании ее современной тектонической структуры. Наиболее ярко они выражены в строении крупных тектонически приподнятых участков, сложенных меловыми и нижнепалеогеновыми образованиями. Изучение покровных и чешуйчатых структур этих участков показывает, что первичные срывы при общем сжатии происходили на разных уровнях глубинности и в разных условиях, но преимущественно по контактам первично расслоенных сред. В условиях океанической коры главные срывы происходили в основании полосчатого комплекса (древней поверхности М), в основании толщи базальтов, в пределах литологически различных частей чехла коры. В условиях коры переходного типа (окраинное море — островная дуга — преддуговые бассейны) срывы происходили в основании островодужных комплексов и на границах крупных литологически отличающихся пачек и пластов, слагающих кору этих структур.

Возникшие при сжатии крупные литопластины, дифференцированно смещавшиеся друг относительно друга, создали сложные нагромождения различных комплексов, а позднее подверглись интенсивному дроблению, ссечуиванию и т.д. Скучивание литопластин коры сначала океанического, а затем и переходного типа, их сложная структурная и вещественная переработка и явились основными факторами роста континентальной коры Восточной Камчатки. Движущим механизмом такого скучивания, по-видимому, является глубинный поддвиг расслоенной океанической коры, когда нижние ее части периодически поддвигаются, а верхние тектонически скучиваются.

Рассматривая тектоническую структуру Восточной Камчатки в целом, видно, что земная кора здесь формировалась длительно, начиная с позднего мела. Ее наращивание происходило за счет приращения все новых структур со стороны Тихого океана. Этот прерывистый процесс аккреции был сложным и противоречивым: на фоне общего сжатия (в конце мела — начале палеогена, в начале палеогена, в среднем палеогене, в верхнем миоцене) по мере роста коры стали проявляться и процессы ее деструкции (в олигоцене, раннем миоцене, в плиоцен-четвертичное время).

САХАЛИН

На Сахалине выделяется три структурных плана, сформированных в результате тектонических движений, происходивших в среднемеловое время (альб-сеноман), на рубеже мела и палеогена и в плиоцен-четвертичное время.

Современная (плиоцен-четвертичная) структура Сахалина наиболее простая и в целом представляет собой антиформу субмеридионального простираения с центральной депрессией (рис. 105). Западное и восточное крылья антиформы в вещественном и структурном плане построены различно, поэтому правомерно выделить Западную зону складчатого строения (Западно-Сахалинские горы) и Восточную зону блокового строения (Восточно-Сахалинские горы, Сусунайский и Тонино-

Анивский хребты), разделенные Центральной зоной позднекайнозойских впадин (Тынь-Поронайской и Сусунайской). Этот структурный план начал формироваться с плиоцена в результате активизации тектонических движений, которые реализовывались в системе правых сдвигов и сопряженных с ними сбросах и взбросо-надвигах. Становление этой структуры еще не закончено.

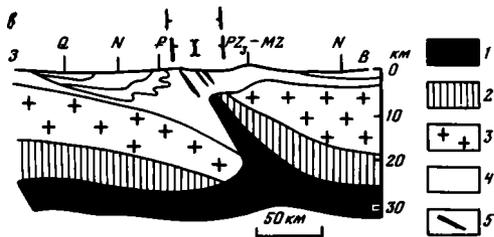
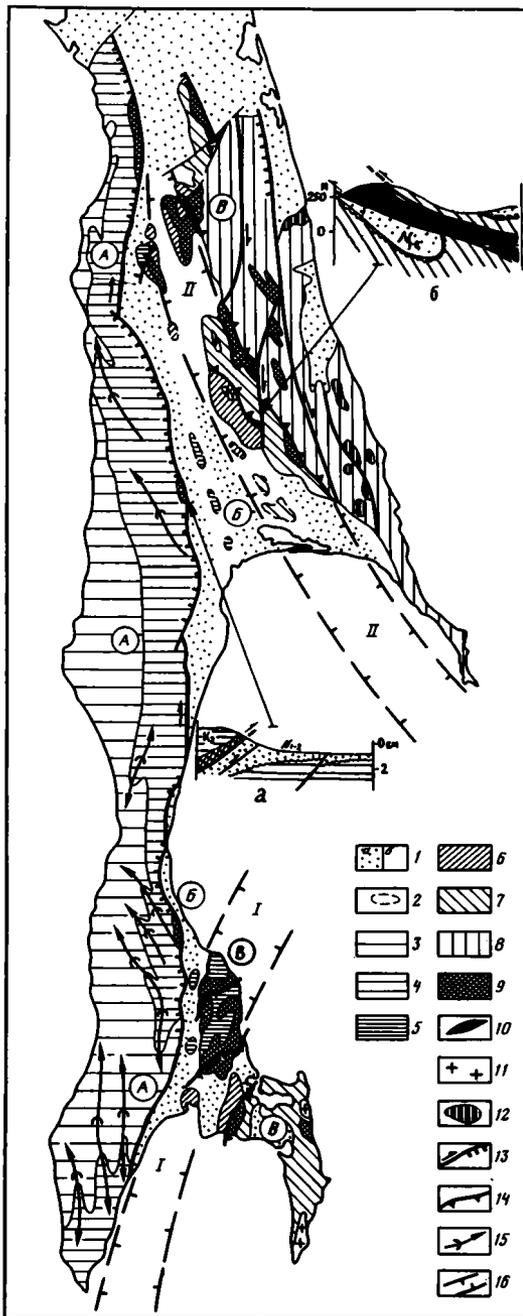
Западная зона сложена преимущественно терригенными отложениями мела, палеогена и неогена, залегающими согласно в едином разрезе. Они образуют осложненную складками моноклиналичную структуру с западными падениями слагающих ее толщ. Западная зона отделена от Центральной Тынь-Поронайским (Центрально-Сахалинским) разломом сдвигового характера, с которым связаны надвиги (с западным падением сместителей) меловых и кайнозойских толщ на кайнозойские отложения Центральной зоны (см. рис. 105, а).

В Восточной зоне распространены складчатые, осложненные чешуйчатыми надвигами палеозойские (?) и мезозойские вулканогенно-яшмовые и терригенные отложения, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрытые кайнозойскими толщами, залегающими в межгорных впадинах. На отдельных участках наблюдаются надвиги (с восточными падениями сместителей) мезозойских структур на кайнозойские отложения (рис. 105, б). В целом, современную структуру Восточной зоны можно интерпретировать как блоковую, а всю структуру Сахалина как антиформу, формирующуюся в зоне двустороннего латерального сжатия с определяющей и значительной по амплитуде тангенциальной правосдвиговой составляющей.

Для целей, которые ставит перед собой настоящая книга, в качестве иллюстрации к выдвигаемым в ней положениям наибольший интерес представляет структура центральных и восточных районов Сахалина, становление которой произошло на рубеже позднего мела и палеогена, а также мезозойские структурно-формационные комплексы и позднемеловая зональность их распространения. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что поверхностная структура этих районов характеризуется чешуйчато-надвиговым строением. Существование покровных структур на Сахалине проблематично. Пока здесь не закартированы ни тектонические окна, ни полимиктовые меланжи, являющиеся обязательными для районов покровного строения, а верхнемеловые отложения, входящие в состав различных литопластин, образуют единый и последовательный фациальный ряд, который характеризует собой частные палеоструктуры позднемелового окраинного моря. Исключение составляют офиолитовые аллохтоны вдоль восточного побережья острова [121].

Что касается глубинного строения острова, то оно хорошо отражено японскими геофизиками для о-ва Хоккайдо, с которым Южный Сахалин имеет общую структуру (рис. 105, в). Эта схема отражает принципиальное строение глубинных уровней литосферы и в этом масштабе наглядно демонстрирует существование на западе автохтонного комплекса, а на востоке — аллохтонного, совмещенных по зоне глубинного (мантийного) надвига. Горизонтальная составляющая надвига оценивается несколькими сотнями километров, а вертикальная составляет 20—25 километров. На поверхности глубинный надвиг выражен зонами дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации, причем метаморфизм наложен на чешуйчато-надвиговую структуру, формирование которой было им же (глубинным надвигом) обусловлено. Таким образом, геофизические материалы предполагают значительные латеральные перемещения восточных участков литосферы. В картируемой поверхностной структуре острова автохтоном (или параавтохтоном) являлись верхнемеловые и подстилающие их отложения Западной подзоны Западно-Сахалинской зоны (см. ниже), которые в плиоцен-четвертичный этап перестройки сами оказались в аллохтонном залегании (Западная зона современной структуры).

Поверхностные ларамийские структуры Сахалина сложены главным образом различными верхнемеловыми отложениями, а также подстилающими их вулкано-



генно-яшмовыми толщами триас-раннемелового возраста. На чем залегают отложения вулканогенно-яшмового комплекса, неизвестно, нижние его контакты повсеместно тектонические и маркируются зонами серпентинитового меланжа, включающего блоки амфиболитов и пород глаукофансланцевой фации метаморфизма.

Отложения вулканогенно-яшмового комплекса выходят на поверхность в виде тектонических блоков вдоль зон разломов, в ядрах антиклиналей и слагают крупные олистолиты в альб-сеноманской олистостроме. Комплекс представлен толщами разноцветных, но преимущественно красных и бурых яшм и радиоляритов с прослоями спилитов, авгитовых базальтов, пачками флишоидного переслаивания яшм и микритовых известняков, эффузивными толщами с подчиненными прослоями яшм и фрагментами органогенных карбонатных построек. Мощности отложений в зависимости от характера разреза колеблются от 400 м для чисто яшмовых толщ до 1,5—3 км для эффузивных. Наиболее древние отложения, обнаруженные в разрезах комплекса, имеют раннетриасовый возраст. Верхняя граница комплекса определяется сменой вулканогенно-яшмового осадконакопления на существенно терригенное, происшедшей в результате структурных перестроек на рубеже раннего и позднего мела.

Строение верхнемеловых отложений и зональность их распространения приведены на рис. 106.

В Западной подзоне Западно-Сахалинской зоны верхнемеловые отложения согласно залегают на триас-нижнемеловых вулканогенно-яшмовых образованиях и представлены терригенными толщами (алевролиты, песчаники) мощностью 5000—6000 м. В Сусунайско-Армуданской подзоне той же зоны мощность верхнемеловых отложений значительно меньше (1000—2000 м) и, помимо терригенных отложений, в строении толщ участвуют кремнистые ламиниты, характеризующие собой наиболее глубоководные фации. Верхнемеловые отложения Мерейско-Тымовской зоны залегают структурно несогласно и с конгломератобречкней в основании на дислоцированных толщах вулканогенно-яшмового комплекса, имеют сокращенные мощности (200—1000 м) и преимущественно грубозернистый характер. В Аниво-Гомонской зоне в основании верхнемелового разреза отмечается мощный олистостромовый комплекс альб-сеноманского возраста, перекрытый толщей алевролитов и песчаников, в верхах разреза которой появляются конгломераты позднекампанского—маастрихтского возраста. Мощность — 2000—3000 м. Восточно-Сахалинская зона характеризуется смешанным вулканогенно-кремнисто-терригенным составом верхнемеловых отложений, согласно залегающих на вулканогенно-яшмовом комплексе. Мощность их изменяется от 2500 до 6000 м. В пределах зон выделяется три подзоны. В Пиленгско-Набильской подзоне распространены преимущественно терригенные отложения с прослоями глинистых яшм, базальтов и известняков в низах разреза и олистостромой в верхах. В Рымникской подзоне

Рис. 105. Тектоническая схема о-ва Сахалин

Плиоцен-четвертичные структуры: А — Западная зона складчатого строения; Б — Центральная зона: 1 — впадины (а — относительные прогибы, б — поднятия), 2 — контуры поздне-меловых—раннепалеогеновых погребенных поднятий в пределах впадин; В — Восточная зона блокового строения: 3 — палеогеновые и неогеновые отложения Западной зоны; 4—8 — поздне-меловые зоны чешуйчато-надвигового строения: 4, 5 — Западно-Сахалинская (4 — Западная подзона, 5 — Сусунайско-Армуданская подзона), 6 — Мерейско-Тымовская, 7 — Аниво-Гомонская, 8 — Восточно-Сахалинская; 9 — триас-нижнемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс; 10 — метаофиолитовый комплекс; 11 — кайнозойские граниты; 12 — офиолитовые аллохтоны; 13, 14 — разломы: 13 — плиоцен-четвертичные, 14 — конца мела—начала палеогена; 15 — оси антиклиналей; 16 — зоны динамометаморфизма зеленосланцевой фации: I — Камуикотан-Сусунайская, II — Лангерийская. На врезках: а — надвиг Западной зоны на Центральную, б — надвиг мезозойских структур на отложения межгорных впадин, в — схема строения земной коры в центральной части о-ва Хоккайдо по: [146] (1 — верхняя мантия; 2 — "базальтовый" слой; 3 — "гранитный" слой; 4 — осадочный слой; 5 — протрузии офиолитов)

распространены туфотерригенные отложения с прослоями эффузивов и яшм, перекрывающиеся позднекампанским—маастрихтским олистостромом. В Терпеньевской подзоне в верхних частях разреза присутствуют мелководные терригенные отложения с остатками углефицированной древесины, ассоциирующие с эффузивами и туфами трахиандезитового и трахидацитового составов.

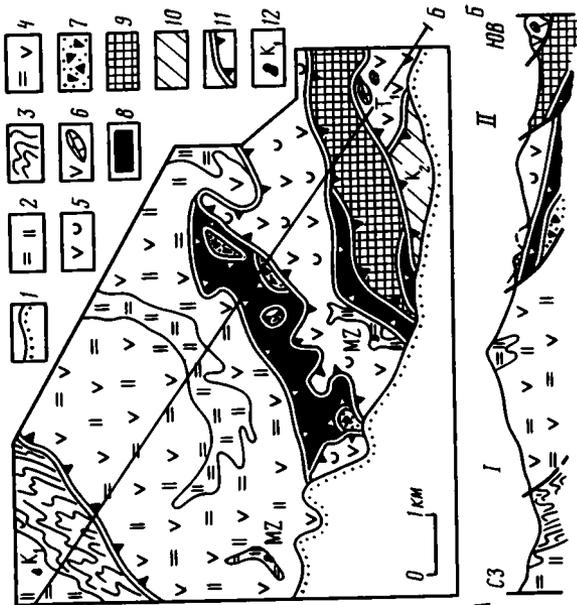
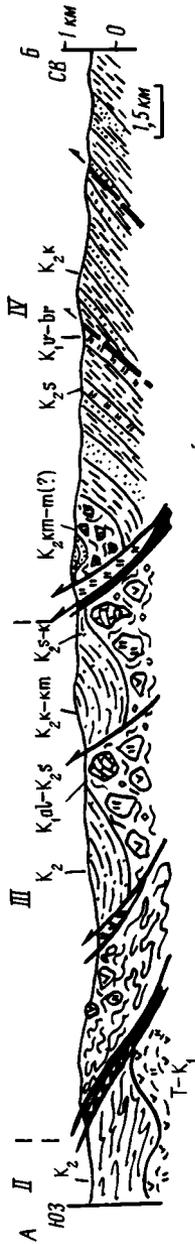
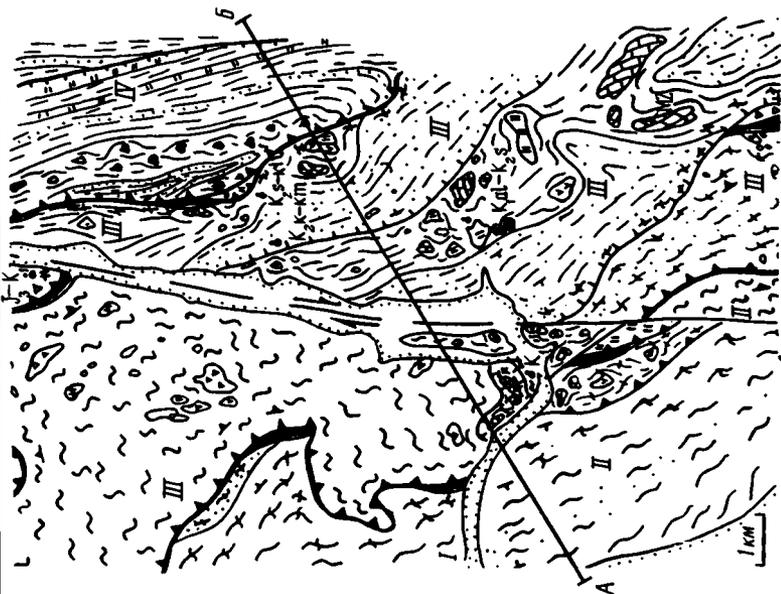
Рассмотренные верхнемеловые образования слагают обособленные литопластины, тектонические контакты между которыми маркируются выведенными по разломам породами подстилающего триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса, а часто и серпентинитами или серпентинитовым меланжем, несущим глыбы гипербазитов, габбро и основных метаморфических пород амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций, диафторированных в зеленосланцевой фации метаморфизма.

На рис. 107 и 108 приведены примеры тектонических соотношений между различными литопластинами и внутреннего строения литопластин и слагающих их чешуй. В частности, на юго-востоке Сусунайского хребта (рис. 107, а) картируется зона тектонического контакта между Мерейской и расположенной структурно ниже и к северо-западу от нее Сусунайской пластинами. Зона разлома северо-восточного простирания и шириной около 2 км сложена серией маломощных тектонических чешуй, погружающихся на юго-восток под углами 20—60°. С ней связана линейная магнитная аномалия, обусловленная широким распространением в пределах зоны серпентинизированных гипербазитов. По магнитометрическим данным, аномальная зона погружается на юго-восток в среднем под углом 50°. Нижняя (Сусунайская) литопластина сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации эффузивными, яшмовыми и верхнемеловыми терригенными отложениями. Породы смяты в узкие изоклинальные складки северо-восточного простирания с северо-западной вергентностью и осложнены серией пологих малоамплитудных срывов с юго-восточными падениями сместителей.

Структурно выше залегает серия маломощных тектонических чешуй, сложенных (снизу вверх) фрагментом толщи олистостромового характера, состоящей из серпентинитовых песчаников с обломками гипербазитов и метаморфических пород высоких ступеней метаморфизма; серпентинитами, с редкими тектоническими включениями амфиболитов, пироксенитов и глаукофансодержащих сланцев; фрагментом толщи вулканогенно-яшмового комплекса; фрагментом толщи полиметаморфических образований, представленных амфиболитами и амфиболовыми сланцами; фрагментом толщи эффузивного состава с триасовыми известняками, тектонически перекрытой верхнемеловыми песчаниками и глинистыми сланцами верхней (Мерейской) литопластины. Между всеми чешуями присутствуют маломощные тела серпентинитовых сланцев (даже в основании верхнемеловых терригенных толщ). Разрезы вулканогенно-яшмовых образований в составе каждой чешуи различны.

В центральных районах Сахалина (рис. 107, б) закартированы тектонические контакты между Тымовской, Гомонской и Пиленгской литопластинами. Верхнемеловые терригенные толщи нижнего структурного подразделения (Тымовская литопластина) вблизи контакта перекристаллизованы до стадии филлитов и кварц-серицитовых сланцев. Поверхность сместителя разлома пологоволнисто погружается к северо-востоку под углами 20—40°. В зоне контакта залегают линзовидные тела серпентинитов, местами переходящие в меланж, который содержит маломощные, резко уплощенные тектонические включения различных амфиболитов, сланцев, гипербазитов. Залегающая структурно выше Гомонская литопластина состоит из серии чешуй, нижняя из которых сложена метаморфизованным в зеленосланцевой фации альб-сеноманским олистостромом и перекрывающей его терригенной толщей. Терригенные и кремнисто-терригенные породы превращены в черные кварц-серицитовые сланцы со сложнополосчатой текстурой и многочисленными причудливо изогнутыми кварцевыми сегрегациями. Глыбы эф-

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17



a
b

фузифов, яшм и известняков метаморфизованы, так же как и цемент олистострома в зеленосланцевой фации. Вышележащие чешуи имеют то же строение (альб-сеноманский олистостром в основании разреза, перекрытый верхнемеловой терригенной толщей), но метаморфизму почти не подверглись, за исключением зон тектонического контакта их между собой и с нижележащей чешуей. В целом, Гомонская литопластина имеет пологоскладчатую структуру, осложненную в приосевых частях синклиналиных складок чешуйчатыми надвигами с северо-восточными падениями сместителей. Внутренняя структура каждой из чешуй характеризуется встречными по отношению к надвигам западными падениями слагающих их толщ, т.е. в северо-восточных частях чешуй, из-под структурно вышерасположенных надвигов, к поверхности выходят наиболее низкие части разреза (альб-сеноманский олистостром), а в юго-западных частях чешуй — более высокие части разреза верхнемеловых толщ, осложненные, в свою очередь, складками второго порядка с северо-восточными падениями осевых плоскостей вблизи нижнего структурного ограничения чешуи и, следовательно, конформными надвигу.

Тектонический контакт между Гомонской и Пиленгской литопластинами маркируется выходами серпентинитов и серпентинитового меланжа, а также блоками пород триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса. Верхнемеловые терригенные отложения Пиленгской пластины вблизи разлома тектонизированы, смяты в линейные складки северо-западного простирания с юга-западной вергентностью. Литопластина состоит из серии чешуй, внутри которых отложения имеют западные падения. Характерно также более мелкое по масштабу расчешуивание толщ по разломам типа послонных срывов с юго-западными падениями плоскостей сместителей. В отношении распознавания послонных срывов хорошим примером может служить строение блока вулканогенно-яшмовых образований, залегающего в зоне контакта между Мерейской и Анивской литопластинами на юге Сахалина (см. рис. 108). Мелкочешуйчатый характер строения этого блока удалось доказать лишь благодаря детальному площадному опробованию пород на микрофауну (радиолярии, конодонты), которое проводилось по сетке профилей через 0,5 м Н.Ю. Брагиным [28]. Блок сложен яшмами, и выявление тектонических срывов в толщах такого типа возможно лишь с привлечением биостратиграфического метода. Срывы развиваются преимущественно по плоскостям напластования пород и сопровождаются маломощными (сантиметры) зонами брекчирования и окварцевания, которые легко можно пропустить при картировании. Доказать же, что вдоль них происходили амплитудные тектонические перемещения надвигового характера, без стратиграфических работ было бы невозможно.

Кроме рассмотренных структур, вдоль восточного побережья Сахалина и на п-ове Шмидта выделяются офиолитовые аллохтоны. Они залегают на верхнемеловых отложениях Восточно-Сахалинского комплекса (пакета) литопластин и

Рис. 107. Структуры ларамид о-ва Сахалин

а — схема соотношения Сусунайской (I) и Мерейской (II) литопластин: 1 — олигоцен-четвертичные отложения, 2, 3 — динамометаморфизованные отложения (2 — кремнистые, 3 — терригенные), 4—6 — метаэффузивы (4 — с единичными прослоями яшм, 5 — с вулканокластическими породами и прослоями яшм, 6 — с линзами известняков), 7 — олистострома, 8 — серпентиниты и серпентинитовый меланж, 9 — амфиболиты и амфиболовые сланцы, 10 — верхнемеловые алевролиты, 11 — основные зоны надвигов, 12 — места сбора и возраст микрофауны.

б — схема соотношения Тымовской (II), Гомонской (III) и Пиленгской (IV) литопластин: 1 — неоген-четвертичные отложения; 2—8 — верхнемеловые отложения (2 — флиш, 3 — олистостром — верхний кампан—маастрихт, 4 — алевролиты и аргиллиты, 5 — алевролиты и песчаники, 6 — олистостром — альб—сеноман, 7 — филлиты, 8 — плейчатые сланцы по терригенным породам), 9—14 — триас-нижнемеловые образования (9 — яшмы, 10 — базальты, 11 — известняки, 12 — яшмо-кварциты и кварциты, 13 — metabазальты и зеленые сланцы, 14 — мраморы), 15 — серпентиниты и серпентинитовый меланж, 16 — границы литопластин, 17 — границы чешуей

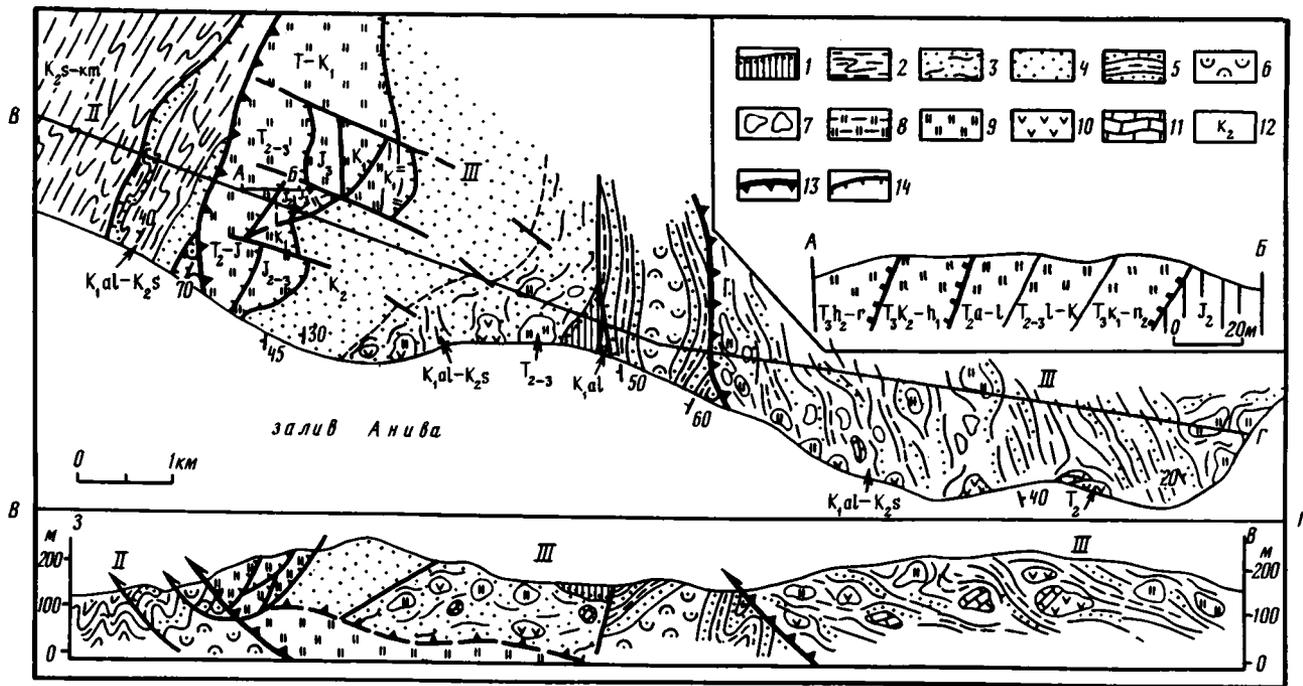


Рис. 108. Схема соотношения Мерейской (II) и Анивской (III) литопластин в структуре ларамид о-ва Сахалин

1 — кайнозойские отложения; 2—8 — верхнемеловые отложения: 2 — алевролиты и песчаники, 4 — песчаники с прослоями гравелитов, 5 — флиш, 6 — вулканомиктовые песчаники и алевролиты, 7 — олистостром (альб—сеноман), 8 — кремнистые алевролиты и аргиллиты (альб—сеноман); 9—11 — триаснонижнемеловые образования: 9 — яшмы, 10 — базальты, 11 — известняки; 12 — места сбора и возраст микрофауны; 13 — основные надвиги; 14 — послонные срывы

представлены гипербазитами и габбро. В основании аллохтонов присутствует серпентинитовый меланж.

Таким образом, можно считать установленным фактом, что региональная структура, возникшая в конце мела — начале палеогена, характеризуется чешуйчато-надвиговым строением. Контакты между литопластинами имеют восточные и северо-восточные падения (на юге Сахалина — юго-восточные). Литопластины состоят из серии чешуй, ограниченных разломами с восточными падениями плоскостей сместителей. Вдоль этих плоскостей в верхнемеловых толщах развиты конформные надвигам осложняющие линейные складки с юго-западной и западной вергентностью. Внутреннее строение чешуй характеризуется пологоскладчатой структурой с преимущественно западными падениями слагающих их толщ, осложненных послойными срывами с юго-западными и западными падениями плоскостей сместителей, т.е. встречных относительно тектонических ограничений каждой из чешуй и литопластины в целом. Существует определенная закономерность в распределении и сочетании различных породных ассоциаций и структурных форм, приуроченных к различным разломным зонам. Объясняется она глубиной заложения и последовательностью формирования зон. Так, с послойными срывами с восточной вергентностью тектонических плоскостей внутри чешуй связаны лишь зоны брекчирования пород и принадвиговые складки не образуются. В зонах же тектонического ограничения чешуй по разломам с восточными падениями сместителей к поверхности часто выведены блоки подстилающего вулканогенно-яшмового комплекса, а в верхнемеловых толщах образуются приразломные складки, конформные надвигам. В основании же литопластин по разломам выводятся не только блоки вулканогенно-яшмового комплекса, но и более глубинные образования, представленные различными метаморфическими и полиметаморфическими породами, а также серпентинитами и меланжем. В определенных же зонах проявлены процессы бластокатаклаза и бластомилонитизации мезозойских пород с образованием широких зон метаморфизованных в зеленосланцевой фации пород, пронизанных серпентинитами. Такое сочетание структурных форм объясняется движениями вдоль глубинных надвигов, направленных со стороны современного Тихого океана (см. рис. 105, *е*). Этот процесс начался в конце мела, что фиксируется появлением позднекампанского-маастрихтского олистострома, и закончился в начале палеогена формированием неоавтохтона, запечатавшего структуру восточных районов Сахалина (в Западной подзоне Западно-Сахалинской зоны эти движения не проявились, вследствие чего она отнесена к автохтону). Первые этапы глубинного надвигообразования реализовались в приповерхностных уровнях коры в скучивании, смятии и послойном расчешуивании толщ в обратном относительно глубинного надвигообразования направлении, в результате чего толщи приобрели западные падения и их структура усложнилась послойными срывами с западными падениями сместителей. По мере приближения глубинного надвига к поверхности формировались отдельные чешуи и обособились литопластины с восточными падениями и ограничивающих их тектонических плоскостей и с выводом вдоль них пород, слагающих более глубинные уровни коры. В месте же выхода глубинного надвига к поверхности были образованы широкие и протяженные зоны дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации с широким развитием в их пределах серпентинитовых протрузий (Камуикотан-Сусунайская и Лангерийская зоны, см. рис. 105).

Таким образом, все рассмотренные выше структурные формы являются единой структурной парагенетической ассоциацией, отражающей последовательные этапы формирования и становления глубинного надвига, развитие которого обусловило тектоническое расслоение коры, ныне слагающей центральные и восточные районы Сахалина.

В связи с изложенным следует предостеречь от ошибок при определении направленности перемещения масс. Изучая, например, структурные формы лишь в верхне-

меловых терригенных толщах Восточно-Сахалинской зоны, видя их устойчивое западное падение и наличие надвигов (последних срывов) с западными падениями сместителей, можно прийти к ошибочному выводу о движении масс с запада. Лишь анализ всего комплекса структурных форм разного масштаба позволяет определить, что движения были как раз обратные, т.е. со стороны Тихого океана. На это также указывают омоложение и характер олистостромов, размеры глыб в которых уменьшаются, а окатажность увеличивается в западном направлении, и, кроме того, отсутствие структурных перестроек рассматриваемого этапа в Западной подзоне Западно-Сахалинской зоны.

Данных об абсолютной амплитуде горизонтальных перемещений толщ у автора нет. Анализ разрезов мезозойских отложений Сахалина показывает, что поздне-меловой бассейн осадконакопления возник после альб-сеноманской тектонической перестройки на месте океанического триас-раннемелового бассейна [124], за счет отчленения некоторой его части островной дугой. Верхнемеловые толщи характеризуют собой различные палеоструктуры окраинного моря, т.е. поздне-меловой переходной от континента к океану зоны. На Сахалине, в составе отдельных литопластин присутствуют разрезы окраинно-материкового (относительно мезозойд Сихотэ-Алиня) прогиба (Западно-Сахалинская зона), к востоку от которого располагалась структурное подводное поднятие (Мерейско-Тымовская зона), далее — основание склона поднятия и краевые части окраинного моря (Аниво-Гомонская зона) и собственно структуры окраинного моря (Восточно-Сахалинская зона). В пределах Восточно-Сахалинской зоны по характерным разрезам слагающих ее толщ реконструируются фрагменты локальных поднятий, прогибов, глубоководной впадины, вулканических островов, мелкие и глубокие части шельфа [30]. Если предположить, что поздне-меловой бассейн окраинного моря был сравним по размерам с современными морями такого типа, то даже относительные латеральные перемещения литопластин составят первые сотни километров. Суммарное же перемещение всего пакета литопластин (аллохтона), видимо, было очень значительным и обусловлено масштабными перемещениями вдоль глубинных надвигов, развитие которых привело к тектоническому расслоению литосферы на разных уровнях глубинности и дифференцированному перемещению обособившихся литопластин.

ПРИМОРСКО-ЯПОНСКИЙ РЕГИОН

В Приморско-Японском регионе чешуйчатые надвиги и покровы установлены во всех тектонических зонах. Они слагаются ассоциациями магматических, метаморфических и осадочных пород, некогда находившихся в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках в пределах древних переходных зон и краевых частей океана. Кроме того, в структуре установлены крупные массы офиолитов, которые свидетельствуют о выведении на поверхность пород верхней мантии.

Сихотэ-Алинь

Современная структура Сихотэ-Алиня была сформирована начиная с раннего мезозоя, в течение нескольких этапов деформаций. В настоящий момент можно с большой степенью достоверности говорить о том, что в пределах региона существуют три крупных тектонических зоны: Западная, Восточная и Прибрежная [76].

Западная (Западно-Сихотэ-Алинская) зона (рис. 109) сложена преимущественно палеозойскими—нижнемезозойскими породами сихотэ-алинского вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса и доверхнепермскими "габброидами", которые образуют деформированную в складки чешуйчато-надвиговую

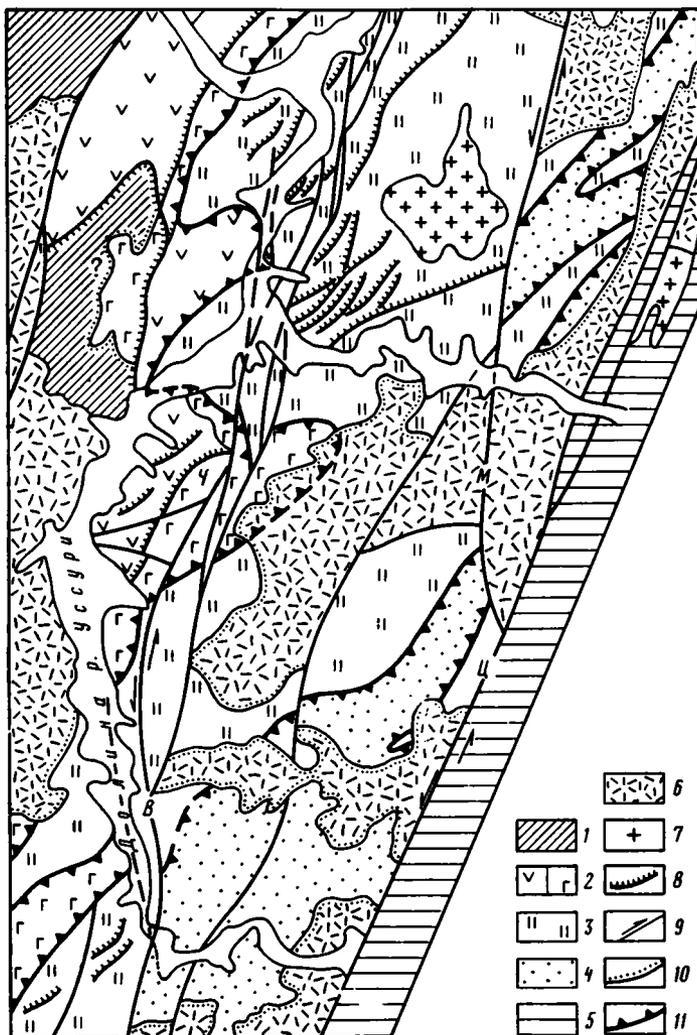


Рис. 109. Схема тектонической зональности Западно-Сихотэ-Алинской зоны. Составил А.О. Мазарович по [28] с изменениями и упрощениями

1 — Арсеньевская зона; 2—4 — Западная зона с подзонами: 2 — Сергеевской (а — эффузивы, б — габбронды), 3 — Уссурийской, 4 — Окраинской; 5 — Восточная зона; 6 — верхнемеловые-кайнозойские эффузивы; 7 — верхнемеловые граниты; 8 — зоны чешуйчатых надвигов; 9 — сдвиги; 10 — несогласные границы; 11 — границы подзон. Ч — Чугуевский массив; В, М, Ц — разломы: В — Варпаховский, М — Меридиональный, Ц — Центральный

структуру с западным, северо-западным падениями. Западная зона отделена от Ханкайской зоны Арсеньевским разломом, видимо являющимся крупной сутурой.

В современной структуре описываемой зоны с запада на восток устанавливаются три подзоны — Сергеевская, Уссурийская и Окраинская. На юге расположена Дунайская подзона, которая не характеризуется.

Три первых подзоны рассматривались [25] как Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, сформированный в результате мезозойской складчатости. Выделялся нижний структурный комплекс, сложенный морскими геосинклинальными образованиями силур-девонского возраста с общей мощностью до 16000 м, прорванных

интрузиями габброидов. Мезозойские и верхнепермские породы общей мощностью до 5000 м относились к верхнему структурному комплексу.

Работы последних лет [28, 76] показали, что известняки с фораминиферами, по которым определялся возраст отложений, являются глыбами в мезозойских образованиях. Эти же исследования привели к выявлению чешуйчато-надвиговой структуры, что поставило под сомнение существование антиклинория. В настоящий момент структура запада Сихотэ-Алиня представляется в следующем виде.

Сергеевская тектоническая подзона слагается массивами¹ габбро, амфиболитизированных габбро, серпентинитов, ультраосновных пород, которые прорваны небольшими телами гранитоидов и перекрыты совместно с ними верхнепермскими терригенными толщами [28]. Возраст меланократовых пород варьирует от 198,0 до 203,5 млн лет и, очевидно, отражает сложную историю становления массивов. С учетом геологических данных эти породы должны считаться основанием Сихотэ-Алиня.

"Габброиды" катаклазированы, бластомилонитизированы, брекчированы и рассланцованы. В них отмечены зоны тектонических глин и серпентинизированных пород. Вдоль контакта массивов развиты либо зоны метаморфических или серпентинитовых сланцев, либо маломощный серпентинитовый меланж, максимальная мощность (до 200 м) которого была отмечена на юге подзоны. Интерпретация гравиметрических данных [28] для Чугуевского массива показала, что большие по площади выходы "габброидов" имеют мощность до 2 км, т.е. они слагают маломощные литопластины, находящиеся в аллохтонном залегании.

В Сергеевской подзоне установлены верхнепермские эффузивы базальт-липаритового состава владивостокской свиты, аналогичные вулканитам более западных районов (вулканический пояс). Кроме этого, в тесной пространственной связи с "габброидами" находится толща позднепермского—среднетриасового возраста, характерной чертой которой являются эффузивы основного состава. В них установлены глыбы каменноугольных и пермских известняков с признаками термального воздействия. Породы толщи тектонизированы, рассланцованы, катаклазированы. Восточнее Чугуевского массива установлены тектонизированные эффузивы основного состава, в которых находятся блоки (до 5 м) кремней (позднетриасового и неизвестного возраста), габброидов, покрытых зеркалами скольжения и тектонической штриховкой (рис. 110).

Уссурийская тектоническая подзона является относительным автохтоном для Сергеевской. Последняя перемещена в восточном направлении по Калиновскому надвигу [28], который маркируется милонитизированными габброидами, серпентинитами или динамометаморфическими (докембрийскими по вышеуказанным авторам) сланцами.

Уссурийская подзона слагается вулканогенно-кремнисто-терригенными пермскими—юрскими образованиями сихотэ-алинского комплекса, сформированного в пределах окраинного бассейна. В низах разрезов комплекса развиты верхнепермские—среднетриасовые эффузивные образования, сочетающиеся с кремнистыми и терригенными породами. Взаимоотношения с более древними толщами не известны. Эффузивы содержат глыбы палеозойских известняков. Вверх по разрезу эти толщи сменяются вулканогенно-терригенными, вулканогенно-кремнистыми толщами анизийско-раннекарнийского возраста, которые, в свою очередь, постепенно сменяются существенно кремнистыми толщами карний-ранненорийского возраста. Триас надстраивается позднеорийскими—батскими алевролитами и аргиллитами, которые заключают глыбы и обломки палеозойских кремней и известняков, кремней, разных базальтов триаса, алевролитов, песчаников, эффузивов неизвестного возраста, а также иногда габброидов. Представляется, что эти толщи являются гравитационными микститами, сформир-

¹ В литературе известны под собирательным термином "габброиды".

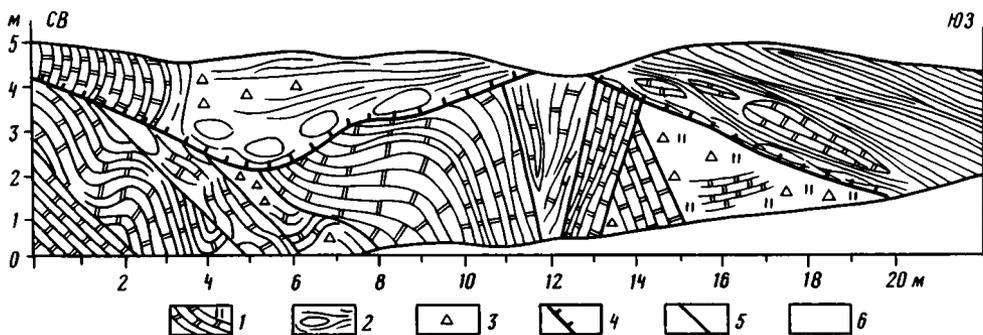


Рис. 110. Надвиговой контакт меланжа с эффузивным цементом и кремнистых пород в районе выхода р. Соколовка из Сопок

1 — кремнистые породы; 2 — меланж с эффузивным цементом; 3 — брекчии; 4 — плоскость надвига; 5 — разломы; 6 — четвертичные отложения

рованными в пределах склона к глубоководной котловине, которые были впоследствии тектонизированы. Верхи комплекса слагаются песчаниками и гравелитами среднеюрского возраста. Метаморфизованными аналогами сихотэ-алинского комплекса является вангоуская серия, известная на юге Приморья.

Описанные выше образования слагают серию чешуйчатых надвигов, структура которых усложнена левыми сдвигами. Тектонические чешуи представляют собой "пластообразные тела мощностью 0,8—1 км и протяженностью до 10 км, падающие на северо-запад под углами 0—45°" [28. С. 84]. Породы чешуи интенсивно рассланцованы, брекчированы, милонитизированы, трещиноваты. При этом преобладание того или иного стиля деформации находится в зависимости от механических свойств пород. Складчатые деформации хорошо проявлены в кремнистых породах. Они смяты в изоклинальные, косые, наклонные, веерообразные складки шириной от 300 до 2 м. Реже устанавливаются складки в алевролитах, при этом отмечается [28], что их осевые поверхности падают на северо-запад, что свидетельствует о перемещении материала на юго-восток. Аллохтонный комплекс прорывается многочисленными телами щелочных пород ультраосновного состава, которые нередко приурочены к плоскостям надвигов и, в свою очередь, рассланцованы, катаклазированы.

Вышеописанный аллохтон надвинут по зонам милонитизации на верхнеюрскую-нижнемеловую олистострому — тектонизированные алевролиты с глыбами габброидов, гранитоидов, слюдяных песчаников верхней перми [28].

Окраинная подзона [28] представляет собой аллохтон, надвинутый на тектоно-гравитационные микститы позднеюрского—раннемелового возраста. Он сложен верхнепермскими (75—360 м) туфами, туфопесчаниками, алевролитами и слюдяными песчаниками, которые без видимого несогласия перекрыты толщей алевролитов с редкими прослоями туфов и лав основного состава раннериасового(?)—среднепермского возраста (640—1300 м). Разрез перекрыт средне-верхнеюрскими спилитами и туфами щелочных базальтоидов и, несогласно, песчаниками валанжина.

В основании аллохтона прослежены катаклазированные "габброиды", а его породы смяты в анти- и синформные складки шириной 1—10 км.

Восточная (Восточно-Сихотэ-Алинская) зона соответствует выделенному ранее Главному синклинию Сихотэ-Алиня, но отличается от него по площади. Из состава синклиория следует исключить сложно дислоцированные палеозойские и нижнемезозойские комплексы Кавалеровского района.

Зона, являющаяся автохтонной для Прибрежной (см. ниже), слагается юрскими и нижнемеловыми в основном терригенными комплексами, имеющими нередки

флишевый характер и сформированными в задуговом бассейне (окайном море). Породы смяты в линейные изоклинальные, опрокинутые, лежащие складки северо-восточного простирания с северо-западной вергентностью. Структура зоны осложняется левыми сдвигами и сбросами разных амплитуд [25, 28, 155].

Прибрежная зона складывается отложениями палеозоя и нижнего мезозоя, сформированными в пределах поднятий палеопереходной зоны и окайного моря, а также отложениями нижнего мела. Она имеет покровное, чешуйчато-надвиговое строение, которое осложнено многочисленными сдвигами, сбросами и структурами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Строение зоны характеризуется на примере Дальнегорского рудного района.

Здесь [170] выделены автохтонный, параавтохтонный и сложнопостроенный аллохтонный комплексы.

Автохтон складывается готерив-альбскими терригенными отложениями Восточной зоны с олистостромовым горизонтом, которые смяты в асимметричные и симметричные изоклинальные складки с северо-западной вергентностью. Параавтохтон сложен флишевой толщей берриас-валанжинского(?) возраста, также смятой в сложные складки. Нижний аллохтон представлен берриас-валанжинской олистостромой с крупными олистоплаками триасовых известняков, верхний — состоит из пакетов кремнисто-терригенных пород среднетриасового—ранне-мелового возраста. Перемещение масс происходило с юго-востока на северо-запад.

Формирование структуры происходило в три основных этапа: 1) образование конседиментационных покровов (берриас—валанжин), 2) складчатость (апт—альб), 3) основной этап складчатости с чешуйчато-надвиговыми деформациями (рубеж раннего—позднего мела). В Прибрежной зоне чешуйчато-надвиговые дислокации описаны также в ряде других районов [28, 76].

Горизонтальные движения проявились в Приморье и в кайнозойское время, хотя масштабы этого явления были меньшими.

В.П. Уткиным [155] описана система надвигов в верхнемеловом—палеогеновом комплексе, при этом заложение этих структур обычно приурочивается непосредственно к контакту вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного комплекса с доверхнемеловыми образованиями. Отмечается, что аллохтонные массы обычно ограничены с флангов крутопадающими левыми или правыми сдвигами северо-западной или субмеридиональной ориентировки. В ряде мест отмечены складчатые структуры с пологими шарнирами и крыльями, которыми нарушены вулканогенно-осадочные толщи сенонского и дат-палеогенового возраста [42, 155]. В пределах вулканического пояса широко развиты чешуйчатые надвиги и взбросы, сместители которых в подавляющем большинстве наклонены на юго-восток под углами 10—60°. Указывается, что основные надвиговые смещения происходили до рудообразования, но в отдельных случаях отмечается нарушение и рудных тел. Основное время рудообразования в Прибрежной зоне Приморья приходится на верхнемеловое время, хотя оно имело место и в эоцене и в альбе [42]. В связи с этим нельзя не отметить, что при проведении поисковых работ настоятельно необходимо анализировать надвиговые структуры разного возраста как рудоконтролирующие, с одной стороны, и осложняющие рудные тела — с другой.

Японские острова

На территории Японии¹ установлена за последние годы сложная покровная структура, рассмотрение которой дополняет сведения по геологии Приморского края. Допозднетриасовая фаза покровно- и надвигообразования установлена в зонах Сангун, Хида и Титибу [197—199, 235, 236]. Она синхронна раннеяньшанским деформациям Китая и орогении Даэбо Корейского полуострова. На территории Ханкайской зоны она фиксируется перерывами и несогласиями.

¹О-в Хоккайдо не рассматривается.

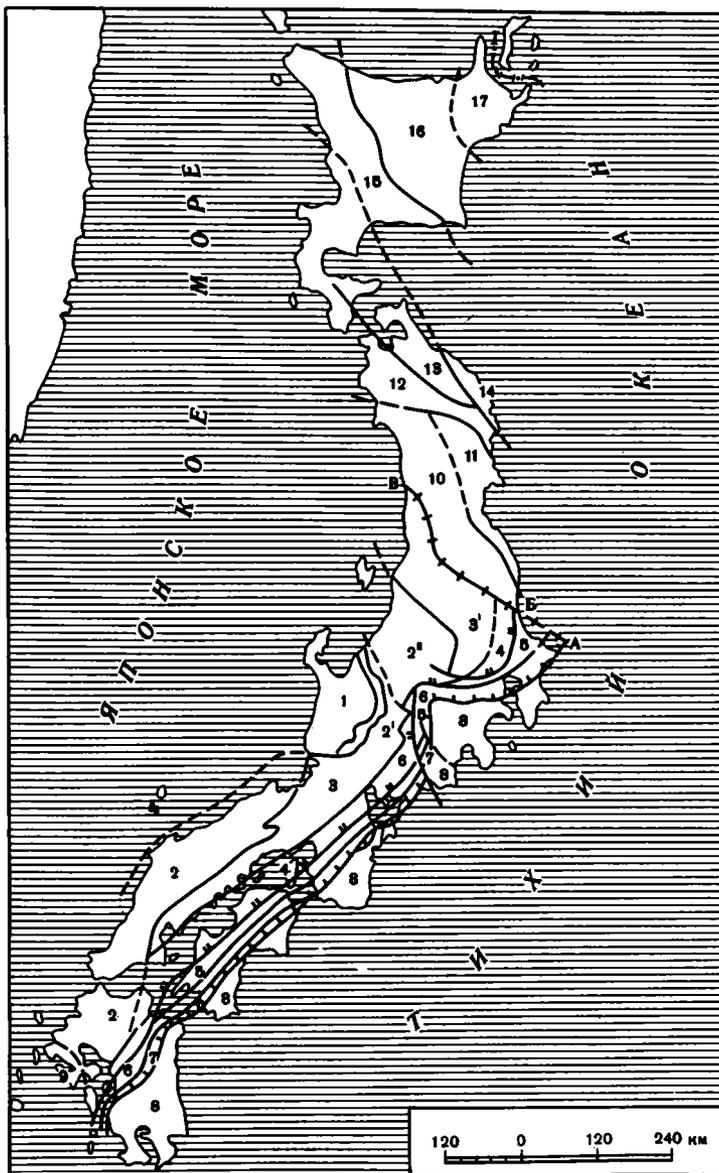


Рис. 111. Тектоническая зональность Японии (донеоген) по: [202]

Юго-Западная Япония: 1—4 — Внутренняя зона: 1 — Хида, 2 — Сангун (2' — краевой пояс Хида, 2'' — пояс Ийетцу), 3 — Тамба (3' — пояс Ашно), 4 — Риоке (4' — пояс Тсукуба); 5—9 — Внешняя зона: 5 — Самбагава, 6 — Титибу, 7 — Самбосан, 8 — Симанто, 9 — Нишисоноги; Северо-Восточная Япония: 10 — Абукума, 11 — Южный Китаками, 12 — Северный Китаками, 13 — Иваназуми, 14 — Таро; Хоккайдо: 15 — Камункотан, 16 — Хидака, 17 — Тишима. Разломы: А — Мидзанный, Б — Бутсузо, В — Танакура

Зона Сангун [202] в плане имеет трехчленное строение (рис. 111). Северная и южная части (соответственно ветви Санъин и Санъё) слагаются метаморфизованными допоздне- или досреднекаменноугольными вулканитами среднегокислого состава, терригенными комплексами. Такие же породы — риолиты и их туфы, кварцевые диориты, гранодиориты, гранитогнейсы с возрастом в 400 млн лет установлены в блоках меланжа Нагато, обрамляющего с юга западную часть

ветви Саньин. На территории Приморья терригенные и туфотерригенные породы, вулканиты основного—кислого состава среднего девона установлены только на востоке Ханкайского массива. Прослой туфов кислого состава имеются в жединживетских толщах зоны Хида. Таким образом, приматериковые районы юга Дальнего Востока представляли собой в девоне область с широким развитием вулканизма (окраинный вулканический пояс).

Эти образования являются автохтоном для неметаморфизованных карбонатных и некарбонатных комплексов палеозойского возраста [199].

Первые представлены [213, 256] известняками (визе — верхи средней перми), слагающими ряд плато (Акийоси и др.). В низах разреза установлены щелочные базальтовые потоки и вулканокластические образования с мощностью до 300 м, которые формировались в подводных условиях.

Известняки представлены органогенными разностями с многочисленными остатками фузулинид, криноидей, зеленых водорослей и др. Отсутствие терригенной примеси, а также встречающиеся оолиты свидетельствуют об образовании известняков на глубинах до первых десятков метров при активном гидродинамическом режиме в теплых тропических водах (подводные горы). Эти породы с генеральным северо-восточным простиранием и с вергентностью на юго-восток слагают тектонический покров, надвинутый на терригенные и олистостромовые (верхи средней перми — верхняя пермь), а также кремнистые пелагические образования (низы нижней перми — низы верхней). Автохтон смят в опрокинутые к югу изоклинальные складки и расчешуен.

Вся структура региона с несогласием перекрыта мелководными триас-юрскими толщами с флорой, аналогичной приморской, китайской и корейской, и затем деформирована совместно в более поздние этапы [199].

Доверхнетриасовые надвиги и покровы установлены и в поясе Майзуру [198, 202], причем в этих структурах принимают участие кристаллические сланцы Сангун, средне-верхнепермские флишеидные толщи и офиолиты Якуно. С этим временным интервалом связаны пликативные деформации и метаморфизм высокого давления. Комплекс Якуно состоит из роговообманковых габбро, горнблендитов, перидотитов, клинопироксенитов и серпентинитов, гранодиоритов, тоналитов. В состав включаются обычно и биотитовые гнейсы и амфиболиты Комори, обнаруженные в виде "ксенолитов в основных породах" [202. С. 307]. Радиометрические определения (К—Аг) показывают, что часть основных эффузивов формировалась раньше ранней перми в глубинных условиях. Структура перекрыта с несогласием конгломератами и песчаниками верхнего триаса.

На территории Приморья аналогом зоны Майзуру являются габброиды Сергеевской тектонической подзоны.

Древнекиммерийская фаза деформации привела к становлению покрова протерозойских гнейсов и гранулитов Хида поверх зоны Циркум-Хида.

Таким образом, в относительно небольшом пространстве сосредоточены офиолитовые аллохтонные массы Якуно, фрагменты континентальной коры дорифейского возраста (Хида) и окраинного вулканического пояса среднего палеозоя, наконец, части структур окраинного бассейна каменноугольного возраста.

Киммерийская фаза покрово- и надвигообразования охватила огромное пространство от о. Кюсю до севера Приморского края. Она установлена в зонах Тамба-мино, Абукума, Риоке, во внешнем поясе между Срединной тектонической линией и разломом Батцузо, а также в Западно-Сихотэ-Алинской зоне. В это время была усложнена структура древних киммерид, произошло становление офиолитовых покровов Камигори [197]. Эти процессы происходили синхронно с фазой Тэбо (поздняя юра) в Корее и первой фазой яншанского орогенеза (поздняя юра) в Китае.

В поясе Тамба-Мино покровные и надвиговые структуры установлены во многих местах — западнее о. Бива, в районах Нео, Ибуки, Хикагедайра и др.

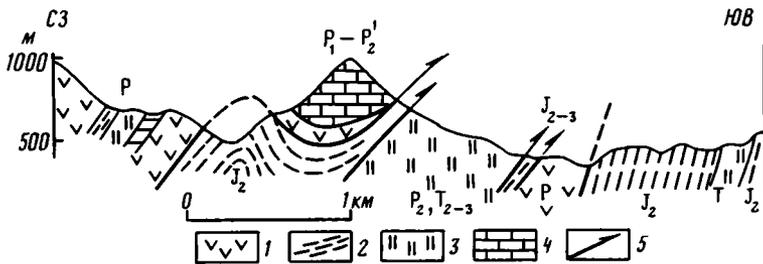


Рис. 112. Структура района Нео по: [259]

1 — эффузивы основного состава; 2 — алевролиты; 3 — кремни; 4 — известняки; 5 — разломы

В районе Хикагедайра пермско-триасовые кремни, эффузивы основного состава и известняки карбона-перми надвинуты на среднеюрскую олистострому.

Восточнее о. Бива с севера на юг протягивается ряд крупных карбонатных массивов Нео, Ибуки и др. В районе Нео известняки (рис. 112) нижней перми и низов средней перми вместе с эффузивыми, пермско-триасовыми кремнями и средне-верхнеюрской олистостромой надвинуты на среднеюрскую олистостромовую толщу с олистолитами и олистоплаками триасовых кремней. Южнее в районе г. Ибуки пермские эффузивы и известняки надвинуты совместно со среднеюрской олистостромой на средне-верхнеюрскую. Покровная структура была сформирована в поздней юре — раннем мелу (?). Сходная картина наблюдается и в более южных районах.

Покровные структуры установлены [198] на г. Сикоку между Срединной тектонической линией и разломом Батсузо. Здесь выделено три этапа деформации (низы J_3 , J_3-K_1 и посленеокомский). В двух первых был сформирован пакет покровов, надвинутых с запада на восток на граниты, гранулиты, гранатовые амфиболиты, силур-нижнедевонские, верхнепермские и триасовые терригенные, карбонатные комплексы зоны Куросегава, которые слагали микроконтинент. Низы аллохтонного комплекса слагаются конгломератами Обоке, тектонически выше которых располагаются сложно деформированные породы зон Санбагава, Микабу и севера Чичибу. Первая из перечисленных зон слагается метаморфическими породами высокого давления, по верхнепалеозойским вулканитам основного состава и терригенным образованиям. Зона Микабу слагается пиллоу-лавами и гналокластитами, кремнями, диабазовыми дайками и габбро позднекаменноугольного возраста, которые представляются формациями краевого бассейна. Породы северной части зоны Чичибу слагаются эффузивами основного состава палеозойского возраста.

На вышеописанные образования надвинуты глаукофановые сланцы, амфиболиты, пиллоу-лавы, габбро, серпентинизированные перидотиты, которые расслоены на ряд литопластин зонами милонитизации или серпентинитами.

Верхняя часть аллохтонного комплекса слагается литопластиной среднеюрской олистостромы, в составе которой установлены олистолиты (размером 20 км) пермо-триасовых и нижнеюрских радиоляритов, верхнекаменноугольных—нижнепермских известняков, известняков, переслаивающихся с алевролитами и вулканокластикой, пиллоу-лав, габбро.

В неокомское время пакет покровов был смят в анти- и синформные складки.

В Северном Китаками ультраосновные породы Миямори [235] слагают тектонический покров, надвинутый с юга на каменноугольно-пермские как метаморфизованные, так и неметаморфизованные образования.

Комплекс ультраосновных пород Миямори, по большей части серпентинизированных, имеет длину примерно 40 км и максимальную ширину 7 км. На востоке он перекрыт четвертичными и третичными конгломератами, на юго-востоке —

нижнемеловыми андезитовыми и дацитовыми туфами, брекчиями и лавами, в которых обнаружены гальки и обломки ультраосновных пород, габбро и хромитов. Западная часть комплекса прорвана нижнемеловыми гранодиоритами.

В составе офиолитового покрова Миямори выделены три основные составные части: ультраосновная, габбровая и порфиритовая интрузивная. Последняя представляет две первые в виде даек мощностью от нескольких до сотен метров и ее обломки содержатся в нижнемеловых породах.

Габбровая часть состоит из роговообманкового, клинопироксен-роговообманкового габбро, горнблендитов, клинопироксеновых горнблендитов. В подчиненном количестве имеются роговообманково-клинопироксеновые габбро, оливин-роговообманковые, оливин-пироксеновые и роговообманковые клинопироксениты и кортландиты; в большинстве контакты между габбро и перидотитами тектонические. В габбро установлены сланцеватость, линейность, полосчатость (см — десятки см), изоклинальные складки с осями, субпараллельными сланцеватости.

Ультраосновные породы разделены на две составные части: тектоническую и кумулятивную. Первая состоит главным образом из безклинопироксеновых (до 70% объема), роговообманковых гарцбургитов и дунитов с небольшим количеством клинопироксеновых гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов, вебстеритов, верлитов, клинопироксенитов и хромитов. Хорошо расслоенная часть, мощностью до 500 м, сложена в основном переслаиванием дунитов, верлитов и гарцбургитов. Все породы рассланцованы. Примечательно, что ксенолиты тектонизированных гарцбургитов и дунитов обнаружены в кумулятивных породах, что свидетельствует о деформации нижней части комплекса, происходившей до формирования верхней.

Кумулятивная часть представлена переслаиванием дунитов, верлитов, пгноклазовых верлитов и клинопироксенитов, лишенных тектонизации.

В целом комплекс Миямори соответствует низам офиолитовой ассоциации и рассматривается как фрагмент верхней мантии, сформированный под островной дугой.

Становление покрова Миямори произошло в дораннемеловое время.

Приведенный выше материал свидетельствует о том, что в строении Приморско-Японского региона принимают участие комплексы пород, сформированных в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках и на различных уровнях литосферы. Формационный анализ показывает, что палеоструктуры Южного Приморья и Японских островов были тесно связаны между собой в течение по крайней мере среднего палеозоя — позднего мела. При этом многие черты сходства не противоречат ряду индивидуальных особенностей обоих регионов. Общие черты строения заключаются в достаточно полной синхронизации фаз надвиго- и покровообразования, в общей направленности развития структуры переходной зоны. В связи с последним замечанием отметим, что устанавливается сходство в развитии вулканизма в девонское время, в широком распространении карбонатно-кремнистых толщ с вулканитами основного состава в карбоне, наличии древних габброидов (Майзуру и Сергеевская подзона Приморья), в существовании окраинного бассейна в раннем мезозое. Есть и другие общие черты. Кроме этого, факты покровного залегания офиолитовых масс в ряде районов Японских островов показывают, что их отдельные части были выведены на поверхность тектоническим способом. Видимо, этот вывод справедлив и для ряда метаморфических комплексов.

Все вышесказанное позволяет утверждать, что в течение среднепалеозойского — мезозойского времени в пределах переходной области существовали разноглубинные зоны срыва, в которых происходило расслаивание вещества земной коры и верхней мантии. Образованные при этом литопластины испытывали достаточно сложные перемещения как по латерали, так и по вертикали — постепенно поднимались на все менее глубинные уровни, подвергаясь при этом

деформации и метаморфизму. Общий характер структуры свидетельствует об общей тенденции перемещения масс в сторону океанической области в южном или восточном направлениях в течение раннего мезозоя—неокома. В более позднее время в отдельных зонах (Хоккайдо, Сахалин, Прибрежная зона Приморья) начинают преобладать обратные движения. Эти перемещения происходили не только на разных уровнях глубинности, но и в разных тектонических обстановках (в Приморье — окраинный бассейн, в Хоккайдо-Сахалинском районе — крайняя часть океана).

АНАБАРСКИЙ ШИТ

Изучение тектонической расслоенности земной коры в пределах древних щитов усложняется тем, что выделить отдельные тектонические блоки и установить их перемещение в пределах глубоко метаморфизованных кристаллических комплексов удается с большим трудом. Это обусловлено отсутствием фаунистического датирования отложений и петрогенетической конвергенцией первичных признаков происхождения пород (вулканитов, осадков, тектонитов и др.). Представляется, что основой исследования должно являться выделение и картирование внутри метаморфического комплекса отдельных петролого-тектонических единиц (блоков, доменов), имеющих однородное строение и достаточно определенную геохронологическую характеристику. Установление возрастных и геологических соотношений таких доменов позволит в принципе выявить тектонические блоки и определить характер их перемещений. В нашу задачу входит рассмотрение признаков тектонической расслоенности в структуре Анабарского щита, являющегося самым северным выступом раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы.

В пределах 50 тыс. км² обнаженной площади Анабарского щита преимущественно распространены породы гранулитовой фации метаморфизма (Анабарский комплекс) и приуроченные к разломам диафориты амфиболитовой фации, бластомилониты, мигматиты и автохтонные гранитоиды (Ламуйский комплекс), имеющие достаточно однородное северо-северо-западное ("Анабарское") простирание (рис. 113). Это было установлено при первых систематических исследованиях как приуроченность Ламуйского комплекса к разломам и подтверждено последующими исследованиями, обзор которых недавно опубликован [120]. Анабарский комплекс сложен вулканогенными и седиментогенными породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации 2,7 млрд лет назад, возраст вулканитов исходного субстрата превышает 3,0 млрд лет [13]. В составе комплекса преобладают гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитоиды) и двупироксеновые кристаллосланцы (метабазиты), образованные по вулканическим породам [75]. Плагиогнейсы в ассоциации с метабазитами слагают нижнюю, далдынскую серию; соответственно плагиогнейсы образуют верхнеанабарскую серию. Верхняя, хапчанская серия сложена гранатовыми гнейсами — метаморфизованными граувакками с прослоями метакarbonатных пород (мраморов, кальцифиров, плагиоклаз-диопсид-скаполитовых сланцев), до 200 м мощностью, играющих роль маркирующих пластов. По изотопным данным ($\delta^{13}\text{C} = 0 \div 3^0/\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +20 \div +24^0/\text{‰}$), карбонатные породы представляют собой хемогенные осадки, накапливавшиеся в водной среде. По приблизительным оценкам, общая мощность комплекса превышает 15 км. Условия метаморфизма несколько различались в разных участках щита, составляя от $T = 750^\circ\text{C}$ до 950°C при вариациях $P = 6\text{—}10$ кбар. В центральной части щита наиболее глубинные ассоциации минералов, представленные гранат-диопсидовыми эклогитоподобными парагенезисами в метабазитах, гиперстен-силлиманитовыми, гиперстен-кордиеритовыми и сапфириин-энстатит-силлиманитовыми парагенезисами в глиноземистых породах, определяют максимальные параметры как $T = 850\text{—}950^\circ\text{C}$, $P = 10$ кбар. Пространственная ориентировка таких

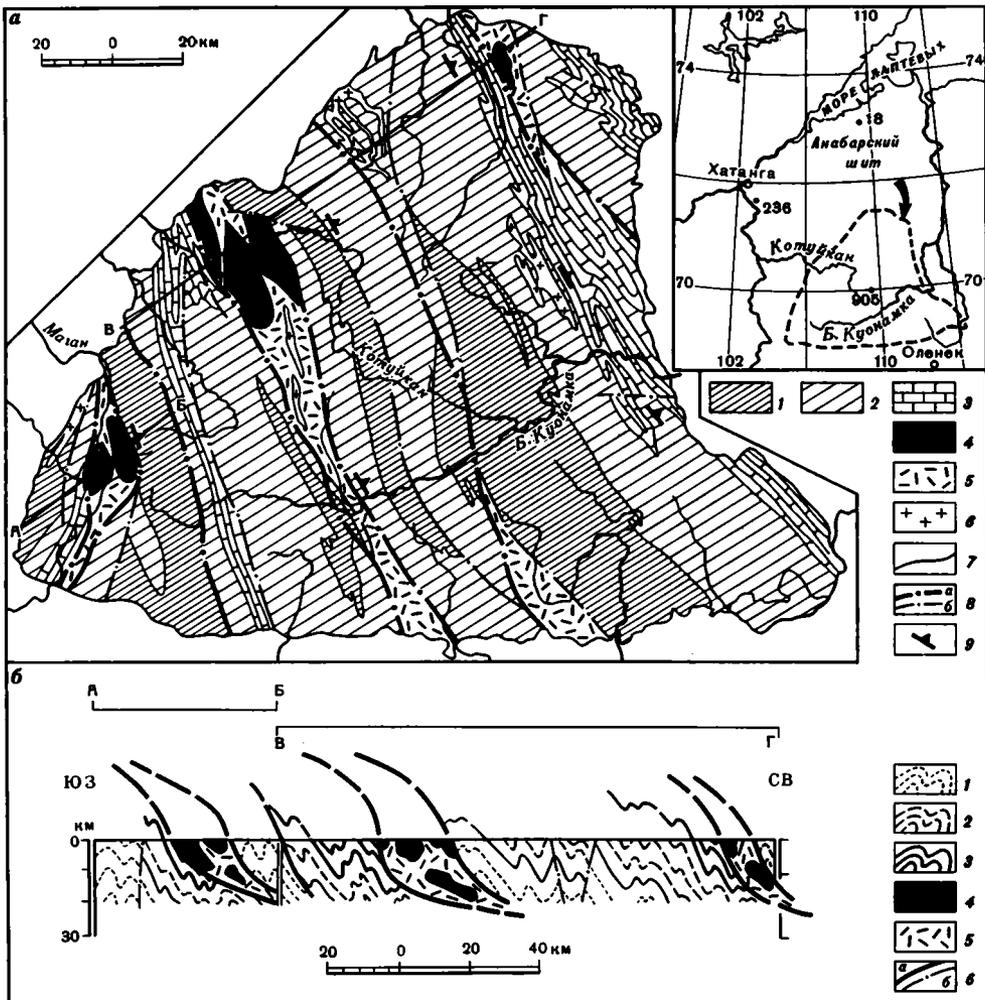


Рис. 113. Геологическое строение Анабарского щита

а — схематическая геологическая карта. 1—3 — Анабарский комплекс (архей): 1 — гиперстеновые плагиогнейсы и метабазиты далдынской серии, 2 — гиперстеновые плагиогнейсы верхнеанабарской серии, 3 — гранатовые гнейсы и карбонатные породы халчанской серии; 4 — анортозиты; 5—6 — Ламуйский комплекс (протерозой): 5 — blastsмилониты, гнейсы и мигматиты, 6 — гранитоиды; 7 — границы между сериями; 8 — разломы: *а* — главные, *б* — второстепенные; 9 — преобладающие направления падения пластов пород и осевых поверхностей складок.

б — схематический геологический профиль. 1—5 — см. рис. *а*; 6 — разломы: *а* — главные, *б* — второстепенные

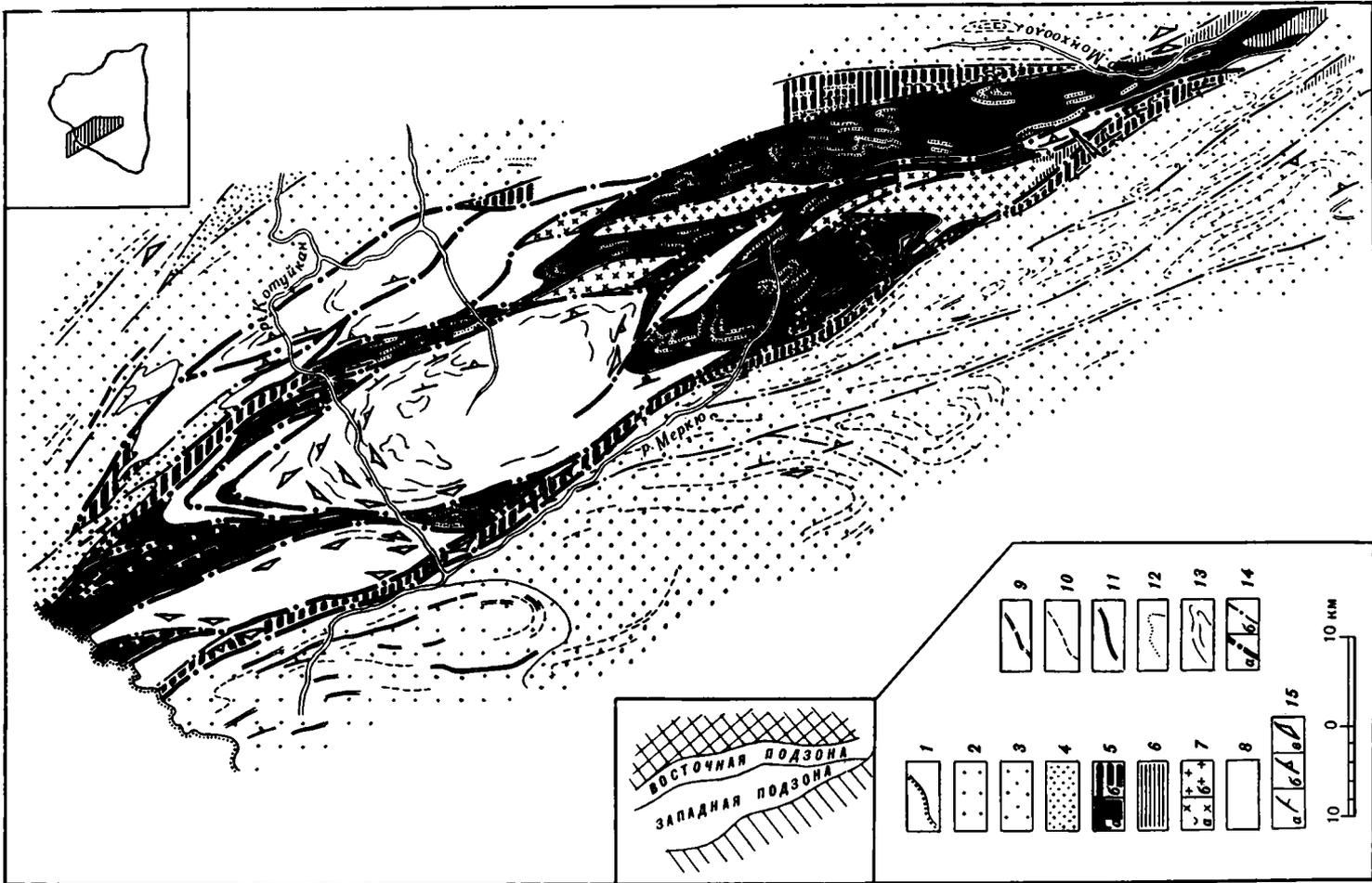
минералов, как гиперстен, диопсид и др. (участвующих в парагенезисах гранулитовой фации), и полосчатости, определяемой обособлением цветных минералов, достаточно хорошо согласуется с теми складчатыми формами, которые картируются на аэрофотоснимках. Это показывает, что складчатая структура Анабарского комплекса формировалась в архее, во время гранулитового метаморфизма.

Структура Анабарского комплекса характеризуется резко удлинненными, вытянутыми складчатыми формами с размахом крыльев в первые километры и длиной в 10 км и более. Обычны изоклиналинные и опрокинутые к западу —

юго-западу складки с крутым залеганием шарниров, нередко ориентированных вдоль падения слоев. Отдельные группы этих складок слагают тектонические линзы, которые разделены более поздними разрывами, ориентированными субпараллельно осевым поверхностям складок. Если такие тектонические линзы невелики по размеру, что встречается достаточно часто, тогда в пределах каждой из таких линз оказывается тот или иной фрагмент складки. Наиболее показательны складки, в строении которых участвуют седиментогенные породы, в особенности карбонатные породы. Они были использованы в качестве маркирующих горизонтов. Примеры таких складок и тектонических линз приведены на рис. 114. При этом карбонатные породы обычно сохраняют исходную слоистость, хотя в некоторых участках обнаруживают признаки синметаморфического течения, образуя структуры нагнетания в шарнирах крупных складок. Путем сопоставления разрезов, составленных по закартированным складкам или их фрагментам, удается составить стратиграфическую колонку отложений. В целом сопоставление разрезов, картирование складок и установление их пространственных соотношений в пределах всей площади щита показывает, что складчатая структура архейского Анабарского комплекса сформировалась в условиях гранулитовой фации глубинности при интенсивном тангенциальном сжатии, сопровождавшемся нередко запрокидыванием складчатых пакетов к западу—юго-западу. Этот складчато-надвиговый ансамбль структур возник в процессе тектонического скупивания, как, вероятно, и в других гранулитовых поясах, в частности, на Кольском полуострове [85].

В пределах щита специфическим элементом структуры первого порядка являются крупные разломы, которые по совокупности проявленных здесь процессов (дифференциального скольжения и диафторитического метаморфизма амфиболитовой фации) предложено называть зонами глубинного скольжения и диафтореза [125]. Это область распространения Ламуйского комплекса, который возник в протерозое 1,9 млрд лет назад [13] за счет архейских гранулитов в процессе ареального диафтореза в условиях амфиболитовой фации метаморфизма с привносом H_2O , K_2O , SiO_2 . Диафторез сопровождался блоковыми тектоническими движениями, бластомилонитизацией, кремнекалиевым метасоматозом и локальным формированием автохтонных гранитоидов. Современный уровень эрозионного среза обнажает достаточно глубинные горизонты формирования этих зон, соответствующие параметрам амфиболитовой фации. Для этого уровня оканчивается характерным крутое залегание поверхности сместителей с падением к востоку—северо-востоку и в целом согласное с архейскими складками простираения. Преобладающими породами здесь являются биотитовые и амфиболовые гнейсы, иногда содержащие реликтовые минералы гранулитовой фации. Среди них и тесно ассоциирующихся с ними тектонитов (зеленосланцевая фация метаморфизма) заключены тектонические останцы гранулитового комплекса (метабазиты, карбонатные породы и др.) и анортозитов. Размер таких останцов варьирует от метров до километров, они характеризуются реликтовыми ассоциациями минералов гранулитовой фации.

Последовательность формирования, установленная на основании геологопетрологических данных, представляется следующей: 1) заложение зон флюидной проницаемости и ареальный диафторез с привносом H_2O , а в местах разрядки тектонических напряжений — формирование ранних бластомилонитов; 2) привнос K_2O , SiO_2 , повышение температуры до образования мигматитов и выплавления автохтонных гранитоидов, образование специфических складок сгуживания пластичного материала в условиях тектонических перемещений; 3) снижение температуры на фоне продолжающихся перемещений и возникновение поздних бластомилонитов и катаклазитов в условиях амфиболитовой, а на заключительной стадии — зеленосланцевой фации. Эта последовательность в целом хорошо объясняется вариациями соотношений между скоростью деформаций и скоростью



метаморфической перекристаллизации [257]. В результате этих процессов сформировался ряд специфических структурно-вещественных ассоциаций, которые кратко охарактеризованы в табл. 5.

В строении рассматриваемых зон и их обрамления выделяются три крупные структурно-тектонические категории: жесткая рама, блоки (включения), материал заполнения (Ламуйский комплекс в собственном смысле слова). Их пространственные соотношения показаны на схематических геологических картах (рис. 115—117), из которых видно, что зоны, расположенные в различных участках щита, характеризуются однотипным строением. Внутри каждой такой зоны обычно наблюдаются характерные различия, позволяющие выделять и подзоны. *Западная подзона* имеет обычно резкую и отчетливую тектоническую границу с породами рамы, а в составе ее наиболее широко представлены тектониты. В *центральной подзоне* локализуются блоки (включения) анортозитов и гранулитов, заключенные среди мигматитов и связанных с ними автохтонных гранитоидов, в *восточной* — наиболее широко развиты биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, которые отделены от гранулитов рамы полосой тектонитов или образуют с ними постепенные переходы. По-видимому, главной поверхностью тектонического перемещения является западное ограничение, и в этом случае ложем надвигавшихся с северо-востока пластин служили гранулиты западных крыльев рассматриваемых зон.

Во фронтальной, поднятой части надвигающихся пластин оказывается наиболее древние образования далдынской и верхнеанабарской серий, в тыловой, опущенной части — более молодые образования хапчанской серии. Специальные гравиметрические исследования по профилю в средней части р. Котуйкан через западную часть расположенной здесь зоны позволили построить вероятные глубинные границы между различными комплексами пород и с учетом наблюдений на поверхности построить геологический профиль (рис. 118). Высокоплотные породы далдынской серии слагают надвинутое с северо-востока крыло. В подвинутом юго-западном крыле они залегают на глубине более 10 км. Блоки анортозитов при ширине около 15 км ограничиваются на глубине 10 км. Породы заполнения (Ламуйский комплекс) локализуются в восточной части Котуйкан-Монхолинской зоны и можно предполагать их пологое погружение на глубину в этом направлении.

Отдельные крупные линзовидные складчатые фрагменты гранулитового комплекса внутри рассматриваемых зон подвергнуты интенсивной повторной пластичной деформации с образованием крупных складок второй генерации, имеющих нередкую сигмоидальную форму в плане и свидетельствующих о значительной сдвиговой составляющей тектонических перемещений. Наиболее крупная S-образная структура этого типа, с размахом крыльев в каждой из двух сопряженных складок около 3 км, описана Б.Г. Лутцем в Харапской зоне на правобережье р. Большая Куонамка в южной части щита [125, рис. 22, 23].

Прочностные свойства пород определяются температурами, при которых

Рис. 115. Схематическая геологическая карта участка Котуйкан-Монхолинской зоны глубинного скольжения и диафтореза, среднее течение р. Котуйкан

1 — граница платформенных отложений; 2—4 — Анабарский гранулитовый комплекс: 2 — хапчанская серия, 3 — верхнеанабарская серия, 4 — далдынская серия; 5—7 — Ламуйский комплекс: 5 — биотит-амфиболовые гнейсы (диафториты амфиболитовой фации) площадного (а) и локального (б) распространения, 6 — эпидот-альбит-хлоритовые сланцы (диафториты зеленосланцевой фации), 7 — биотит-роговообманковые гранодиориты (а), биотитовые и аляскитовые граниты (б); 8 — анортозиты, габбро-анортозиты, габбро и монцодиориты (иотуниты); 9—12 — маркирующие горизонты: 9 — основных кристаллических сланцев и амфиболитов, 10 — биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов, 11 — мраморов и кальцифиров, 12 — пироксеновых и амфиболовых гнейсов; 13 — простиранья полосчатости в анортозитовых массивах; 14 — тектониты и тектонизированные породы с преобладанием милонитов и бластомилонитов (а) и катаклазитов (б); 15 — элементы залегания полосчатости: а — крутые (более 80°), б — наклонные (50—80°), в — пологие (менее 50°)



Рис. 116. Схематическая геологическая карта участка Салтахой зоны глубинного скольжения и диафореза, бассейн р. Налим-Рассоха
Условные обозначения см. на рис. 115

происходили деформации. Ранняя милонитизация с постепенным разогревом и привнесом калия и кремния приводила к появлению порфиробластов со следами вращения, которые затем сменяются мигматитами с характерными текстурами послонного пластичного течения и реакционными взаимоотношениями с прослоями метабазитов, при этом метабазиты (амфиболиты) сохраняли жесткость, образуя будины, нередко развернутые под различными углами, а гранитный материал проникал в них по системам трещин, образуя агматитовые текстуры.

В целом, можно сделать вывод, что рассмотренные зоны глубинного скольжения и диафореза представляют собой крупноглыбовый меланж, развивающийся в основании пластин расслоенной сиалической коры и включающий тектонические блоки ложа, от которого эти пластины были отделены при горизонтальных перемещениях. Специфика изученных зон состоит в их метаморфизме, соответствующем глубокой эрозии, не менее 7—10 км от древней дневной поверхности. Геологическая ситуация указывает на преобладание сжимающих усилий при формировании рассматриваемых зон. Огромная протяженность (более 300 км), большой размах расстояний по стратиграфической вертикали



Рис. 117. Схематическая геологическая карта участка Маганской зоны глубинного скольжения и диафореза, верховья р. Маган

Условные обозначения см. на рис. 115

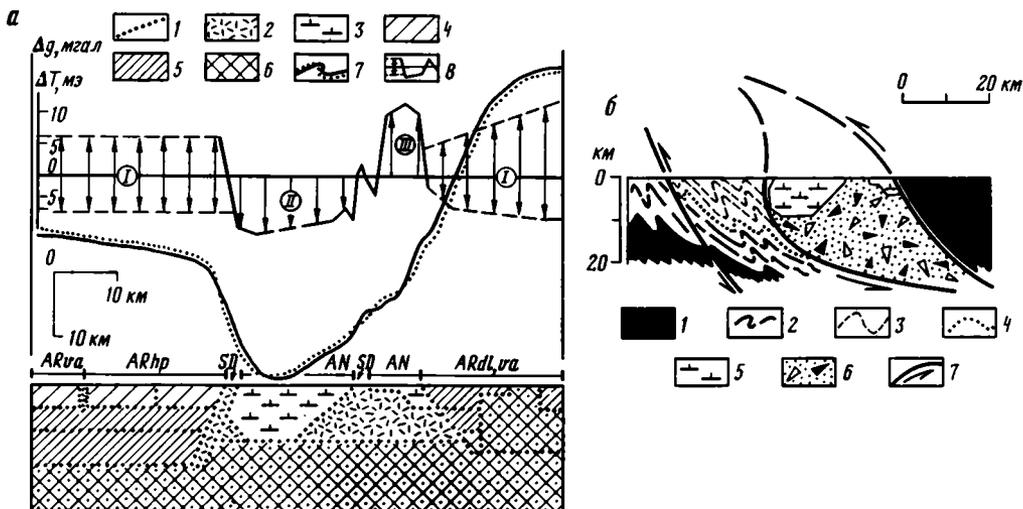


Рис. 118. Поперечный разрез через Котуйкан-Монхолинскую зону в среднем течении р. Котуйкан
 а — геофизический разрез. 1 — границы расчетных блоков, проведенные с учетом данных наземных наблюдений; 2 — Ламуйский комплекс (принятая плотность $2,6-2,72 \text{ г/см}^3$); 3 — анортозиты ($2,67 \text{ г/см}^3$) и габброиды ($2,82-2,86 \text{ г/см}^3$); 4—6 — Анабарский комплекс: 4 — халчанская серия (принятая плотность $2,73-2,76 \text{ г/см}^3$), 5 — верхнеанабарская серия ($2,79-2,82 \text{ г/см}^3$), 6 — далдынская серия ($2,82-2,86 \text{ г/см}^3$); 7 — график $\Delta\rho$, расчетный; 8 — график ΔT : I — знакопеременное поле метаморфического комплекса, II — равномерное отрицательное поле анортозитов, III — существенно положительное поле габброидов. ARdl — далдынская серия, ARva — верхнеанабарская серия, ARhp — халчанская серия (Анабарский комплекс), SD — тектониты и диафториты (Ламуйский комплекс), AN — анортозиты и габброиды.

б — геологический разрез: 1—3 — Анабарский комплекс: 1 — далдынская серия, 2 — верхнеанабарская серия, 3 — халчанская серия; 4 — границы между сериями; 5 — анортозиты и габброиды; 6 — Ламуйский комплекс; 7 — разломы

в крыльях (10 км и более), определенная повторяемость комплексов пород во фронтальных и тыловых частях тектонических блоков позволяют предполагать, что это — пологие нарушения, развивавшиеся в теле гранитно-метаморфического слоя протерозойской коры. С другой стороны, наблюдаемые углы падения тектонитов достаточно крутые (к востоку—северо-востоку), иногда вертикальные и даже встречные. Для объяснения этого можно предположить, что эти разрывы развивались подобно листрическому взбросам с крутыми поверхностями сместителя на рассматриваемом уровне эрозии и что эти поверхности выполаживались вверх и вниз. Об этом можно совершенно свидетельствуют данные глубинного сейсмического зондирования [125], которые показывают, что земная кора щита отличается от окружающих регионов высокой степенью однородности по вертикали. Здесь местами фиксируется одна субгоризонтальная отражающая поверхность, которая располагается на глубине около 10—15 км. На этом же уровне в северной части щита устанавливается горизонт повышенной проводимости, предположительно обогащенный гидротермальными растворами [96]. Можно предполагать, что этот уровень и является местом заложения и развития рассмотренных зон глубинного скопления и диафтореза, отражающих тектоническую расслоенность земной коры Анабарского щита.

В целом тектоническая расслоенность земной коры в пределах Анабарского щита возникла в конце нижнего протерозоя и явилась, по-видимому, естественной реакцией гранитно-метаморфического цоколя на заложение и закрытие вулканогенных трогов в смежных районах Сибирской платформы. При этом,

как показывают полученные данные (см. рис. 114), возникла серия крупных пластин, сопоставимых по размерам с наиболее крупными аллохтонными пластинами альпийской складчатой области, механизм возникновения которых в настоящее время обсуждается [129].

В заключение следует отметить, что совпадение планов сжимающих усилий в архейское (2,7 млрд лет назад) и протерозойское (1,9 млрд лет) время указывает на значительную мощность и устойчивую систему делимости подкоровой литосферы, сформированной, по-видимому, в процессе удаления из мантии магматических расплавов, поставлявших материал для архейских вулканитов более 3 млрд лет назад.

Проведенное рассмотрение показывает, что при гранулитовом метаморфизме архейских вулканитов и осадков во время тектонического сжатия 2,7 млрд лет назад возникла сиалическая земная кора континентального типа. В конце нижнего протерозоя (1,9 млрд лет назад) в процессе перемещения крупных пластин и проникновения метаморфизирующего флюида вдоль полостей отслоения возник специфический комплекс тектонитов, мигматитов и автохтонных гранитоидов. Выделение и картирование таких комплексов является полезным методом установления тектонической расслоенности литосферы в пределах гранитно-метаморфического ооя земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В нашей стране переход на рельсы мобилизма начался в 60-е годы. После первых публикаций П.Н. Кропоткина и А.В. Пейве о важнейшей роли горизонтальных движений в формировании структуры земной коры появились и первые описания тектонических структур, созданных горизонтальными движениями. Имеются в виду работы В.С. Буртмана, А.В. Лукьянова, А.И. Суворова, С.В. Руженцева, И.И. Белостоцкого о сдвигах, глубинных шарьяжах и покровах, а также А.Л. Книппера и А.С. Перфильева — об офиолитовых аллохтонах. Мощным толчком для развития нового мобилистского направления в Советском Союзе послужила статья А.В. Пейве об океанической коре геологического прошлого.

В настоящее время имеется не только необходимость, но и возможность использования мобилистских построений геологами-практиками, в особенности при проведении геолого-съемочных работ. Это тем более важно, что Министерство геологии СССР приступило к выполнению ответственной программы — "Госгеолкарта-50".

Региональные исследования, проведенные Геологическим институтом АН СССР на Урале, Кавказе, в Средней Азии, в горных хребтах Востока СССР, показали, что эти регионы имеют покровное строение и их правильнее именовать покровно-складчатыми сооружениями, а не просто складчатыми. Особо следует обратить внимание на то, что основным методом выявления и изучения покровных структур было крупномасштабное картирование. Составленные новые геологические карты разительно отличались от изданных в предшествующие годы.

В линейных поясах в генетическом отношении можно выделять коллизионные и аккреционные покровно-складчатые сооружения. Для коллизионных или альпипотипных сооружений (Альпийско-Гималайский, Урало-Тянь-Шаньский и др.) тектонические покровы-структуры традиционные. Например, вся сложная система альпийских покровов возникла в результате столкновения северных и южных континентальных масс. Покровы в Тихоокеанском поясе были открыты позднее. Генетически это аккреционные сооружения. В последние годы появились сведения о покровных структурах в мозаичных складчатых областях (Алтае-Саянская область, Казахстан).

Следовательно, тектонические покровы определяют внутреннюю структуру по крайней мере подавляющего большинства, если не всех известных складчатых поясов, поэтому умение картировать покровы — первоочередная задача при геолого-съемочных работах.

Во-первых, покровные структуры часто смяты в напряженные складки. При этом образуются системы антиформ и синформ, которые отличаются от антиклиналей и синклиналей аномальным расположением слоев. Следует помнить, что традиционные представления о пологих залеганиях аллохтона — лишь частный случай и этот критерий для выявления покровов оказывается неэффективным.

Во-вторых, тектонические контакты между аллохтонными элементами имеют

различный облик. Достаточно легко устанавливаются контакты, выраженные мощными зонами милонитов, катаклазитов, тектонических брекчий, а также серпентинитовыми меланжами и гипербазитами. Однако нередки случаи, когда мощность контактовой зоны всего несколько сантиметров. Иногда такие контакты фиксируются зонами рассланцевания и глинками трения, но если вдоль контакта совмещены уже рассланцованные толщи, то обнаружить плоскость шарьяжа (надвига) очень трудно. К сожалению, вопросы типизации, морфологии тектонических контактов совершенно не разработаны, хотя к ним, как к экранирующим зонам, могут быть приурочены рудопроявления.

В-третьих, наиболее простым является случай, когда тектонически совмещены разнородные по вещественному составу образования или древние комплексы надвинуты на молодые. Однако известны случаи обратного характера, и это чрезвычайно затрудняет расшифровку покровных структур.

Кратко остановимся на меланжах и олистостромах — хаотических образованиях тектонического, осадочного и смешанного генезиса. Сами по себе они не доказывают существования шарьяжей. Однако, являясь индикаторами крайне нестабильной тектонической и палеогеографической обстановки, такие образования нередко возникают в условиях горизонтального перемещения масс горных пород. Очень важно уметь различать меланж и олистостромы. После первой работы А.Л. Книппера на эту тему написано много, тем не менее на практике ошибки возникают постоянно.

Резюмируя сказанное об особенностях картирования покровных структур, можно определить главную задачу полевых исследований в покровно-складчатых тектонических сооружениях. Она заключается в установлении самого факта вторичного структурного совмещения первоначально разобщенных объектов. Чтобы решить эту задачу, необходимо соблюсти ряд условий.

Во-первых, необходимо повысить требования к обоснованию возраста толщ. Без детальной стратиграфии структурные построения оказываются умозрительными.

Во-вторых, важным элементом полевых исследований является установление качественной определенности аллохтонных элементов. Это понятие включает литолого-петрографическую и мощностную характеристику отложений, особенности дислокаций, наличие перерывов, поверхностей несогласия, иначе — весь комплекс признаков, позволяющих не только отличить разрез того или иного элемента, но и проследить его на площади. Необходимо подчеркнуть, что в областях покровного строения нельзя ограничиваться составлением одного сводного разреза, как это принято в геолого-съёмочных работах. Более информативными оказываются серии из нескольких конкретных разрезов, которые не только полнее отражают реальную картину структуры, но и облегчают решение палеотектонических и палеогеографических задач. Выяснение определенности покровов с использованием актуалистических моделей позволяет восстанавливать геодинамические режимы и служит основой для палинспастических реконструкций.

В методическом плане такой подход к полевым исследованиям можно определить как картирование структурно-вещественных комплексов. К этому надо добавить, что для изображения разрезов подобных комплексов традиционный метод стратиграфических колонок не пригоден. Один из возможных вариантов отображения разрезов в свое время был предложен А.Л. Книппером и его следует использовать при графических изображениях. Он заключается в сопоставлении частных колонок отдельных аллохтонов, привязанных к единой шкале геологического времени и выполненных в едином масштабе.

Рассмотрим теперь теоретическую сторону изучения тектонических покровов. В составе отдельных покровов можно обнаружить все известные элементы земной коры и верхней мантии. Наиболее широко распространены сорванные покровы осадочного чехла и кристаллического фундамента. Гранитогнейсовые аллохтоны

известны в Альпах, Карпатах (Мармарошский и Гетский покровы), Турции (Мендересский массив), Греции (Пелагонический массив), в Гималаях и многих других районах. На Памире докембрийский фундамент расслоен на гранито-гнейсовый и гранулит-базальтовый слои.

Ярким показателем тектонической расслоенности океанической литосферы являются офиолитовые покровы. При всем структурном и вещественном разнообразии офиолитов с регулярным постоянством происходит их расслоение на отдельные тектонические элементы, соответствующие дунит-гарцбургитовому комплексу, отвечающему верхней мантии, полосчатому и габброидному комплексам (третий океанический слой), дайковому и вулканогенно-кремнистому комплексам (второй и первый океанические слои).

Таким образом, изучение структурно-вещественных комплексов, образующих сложные покровно-складчатые системы, показывает, что океаническая и континентальная литосферы расслоены на ряд структурных элементов. Основными поверхностями срывов являются граница чехла и фундамента, поверхность Конрада (гранито-гнейсовые аллохтоны), поверхность Мохо (офиолитовые аллохтоны) и астеносферные слои (дунит-гарцбургитовые аллохтоны).

Геологические и геофизические исследования позволяют утверждать, что литосферные массы в реологическом отношении крайне неоднородны. Тектонические движения охватывают по глубине всю литосферу, неоднородность которой обуславливает дифференцированные послыбно-дисгармоничные перемещения литопластин на разных уровнях глубинности. В результате таких движений появляются новые тектонические неоднородности и т.д.

Несколько слов о соотношении учения о тектонической расслоенности и тектоники литосферных плит. Концепция тектонической расслоенности — это в значительной мере "продукт" континентальной геологии, она базируется на большом фактическом материале, полученном при изучении покровно-складчатых областей, но также учитывает и данные по структурам океанов. Тектоника плит родилась на океанических просторах, и при создании первых классических ее моделей ничего не было известно о тектонической расслоенности ни континентальной, ни океанической литосферы.

Степень современной изученности материков и океанов такова, что безусловно требуется пересмотр старых классических моделей тектоники плит, рассматривающих плиты в виде единых жестких монолитов литосферы.

В связи с этим настораживает та легкость, с которой в качестве теоретической базы геологического картирования принимается геодинамическая модель тектоники плит. Здесь следует сделать два важных замечания.

Во-первых, в качестве догмы предлагается использовать уже устаревшие модели тектоники плит, т.е. вчерашний день научной мысли. Во-вторых, геологическое картирование не должно подменяться геодинамическим. Геодинамические карты — это разновидность тектонических карт, которые по своей сути являются концептуальными. Такие карты по мере развития науки менялись, меняются и будут меняться. Напомним, что геологические карты Альп были составлены в начале века, когда ни о тектонике плит, ни о тектонической расслоенности ничего не было известно, а они и по сей день в методическом отношении остаются эталоном структурных исследований. Поэтому, на наш взгляд, теоретической базой геологического картирования должны служить не геодинамические модели, а мобилизм как учение о развитии структур земной коры.

В заключение необходимо сказать, что выполнение программы "Госгеолкарта-50" требует объединения усилий научных и производственных организаций. Кроме того, эта задача комплексная, и для ее решения нужны не только кадры геологов-съемщиков высокой квалификации, но необходимо также привлечение специалистов в области тектоники, стратиграфии, литологии, геофизики и других геологических дисциплин. Если это условие не будет соблюдено, то может повто-

рится судьба геологической съемки масштаба 1:500 000, когда стремление к количеству (хотя в те годы возможно и обоснованное, так как нужно было покрыть съемкой всю территорию страны) во многих случаях не обеспечивало качества геолого-съемочных работ. Сейчас наступает новый этап и задачи его совершенно иные. В первую очередь необходимо обеспечить качество съемки. Возможность получить кондиционные карты обширных территорий страны должна быть безусловно реализована. Именно качество геологической съемки будет решающим моментом для преодоления стереотипа геологического мышления. Составление полноценных геологических карт даст значительный эффект для поисков и прогноза полезных ископаемых.

Мы заканчиваем книгу приложением нескольких геологических карт, отражающих геологическое строение отдельных районов Малого Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Казахстана, Памира, Камчатки и Корякского нагорья. Они иллюстрируют конкретное приложение представлений о тектонической расслоенности литосферы к крупномасштабному геокартированию. По сложности этих карт, обоснованных большим и разнообразным фактическим материалом, можно судить, насколько несовершенны и схематичны были карты-предшественницы, при составлении которых исходили из идеи резко преобладающего залегания пород *in situ*.

Изучая приложенные карты, можно детально познакомиться с методикой их составления и получить вполне реальное представление о геологическом облике сложнопостроенных покровно-складчатых сооружений, столь широко распространенных на земном шаре, и в частности в пределах территории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелашвили Т.Н. и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 30—41.
2. Альтер С.М., Куниш Н.Я., Певзнер М.А. и др. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты // Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973. С. 138—151.
3. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. Баженов М.Л. Методика палеомагнитного изучения дуговых складчатых структур (Памир—Копетдаг—Северные Карпаты): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 21 с.
5. Баранов Г.И., Греков И.И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 162—171.
6. Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 31—74.
7. Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранитогнейсовых массивов Альпийской складчатой области // Тектоника средних массивов. М.: Наука, 1976. С. 117—136.
8. Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойское—ранне-мезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса: (Палинспастические реконструкции) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21—30.
9. Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. 1976. N 2. С. 44—56.
10. Белоостоцкий И.И. Шарьяжи как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, N 2. С. 3—18.
11. Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань—Памир—Каракорум—Гималаи // Сов. геология. 1979. N 1. С. 11—27.
12. Бехтольд А.Ф., Квасов А.И., Семенов Д.Ф. Геология, петрография и геохимия офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1986. N 6. С. 78—84.
13. Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В. и др. О возрасте метаморфизма гранулитов Анабарского щита // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. 23-й сес. комис. по изотоп. геохронологии. М., 1985. С. 70—71.
14. Богданов Н.А. О тектоническом скучивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
15. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с.
16. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
17. Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. N 3. С. 17—31.
18. Вуд Б., Фрейзер Д. Основы термодинамики для геологов. М.: Мир, 1981. 181 с.
19. Газлийские землетрясения 1976 г. М.: Наука, 1984. 200 с.
20. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
21. Гасанов Т.А. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1986. 240 с.
22. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
23. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия восточноказахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979. 182 с.
24. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31, ч. 1. 733 с.
25. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 32, ч. 1. 695 с.
26. Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. 227 с.
27. Гизе Л. Горизонтальная неоднородность земной коры в зонах коллизии // Исследования литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. С. 59—78.

28. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
29. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Наука, 1979. 247 с.
30. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
31. Грачева Т.В., Авакян К.Х., Бибикова Е.В. и др. U—Pb-возраст чарнокитовой серии центральной части Колыского полуострова // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 54—56.
32. Дембовский Б.Я. Структурно-формационная зональность и покровы Полярного Урала и Пай-Хоя: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 23 с.
33. Добрыжинская Л.Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1988. 306 с.
34. Добрыжинская Л.Ф., Кацура И.К., Сокошук В.Е. Исследование кварца из архейских эндробитов с помощью электронной микроскопии в связи с оценкой условий деформаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 12. С. 69—79.
35. Дотдуге С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. N 5. С. 94—106.
36. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Там же. 1977. N 1. С. 24—42.
37. Жинью М. Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 533 с.
38. Зверев С.М., Ярошевская Г.А., Тулина Ю.В. Глубинное строение земной коры и верхов мантии в постоянной части Анголо-Бразильского геотраверза по данным ГСЗ—КМПВ // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л., Наука, 1986. С. 24—45.
39. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 210 с.
40. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А. и др. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1985. Т. 285. N 4. С. 954—957.
41. Зинкевич В.П., Мазарович А.О., Рихтер А.В., Соколов С.Д. Тектоническая эволюция приокеанической зоны Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 143—156.
42. Зональность и глубинность оловянного оруднения (на примере Кавалеровского района). М.: Наука, 1980. 179 с.
43. Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Морохтин О.Г. Тектоника красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. N 2. С. 2—22.
44. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
45. Иванов К.С., Пучков В.Н. Новые данные по геологии палеозоя Европейского склона Урала // Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. С. 46—110.
46. Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белынина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // ДАН СССР. 1973. Т. 221, N 4. С. 939—942.
47. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
48. Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 112 с.
49. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
50. Каракин А.В., Лобковский Л.И. Механика раздвижения океанской литосферы // Итоги науки и техники. Механика деформируемого твердого тела. М.: ВИНТИ, 1984. Т. 17. С. 63—151.
51. Картер У.Е., Робертсон Д.С. Исследования Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой // В мире науки. 1987. N 1. С. 16—25.
52. Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 96—156.
53. Книппер А.Л. Офиальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. N 2. С. 50—66.
54. Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Там же. 1985. N 2. С. 2—15.
55. Книппер А.Л., Копеевич Л.Ф., Рукия М. Возраст и происхождение офиальцитов офиолитового массива Базр-Бассит (Сирия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 6. С. 124—128.
56. Книппер А.Л., Руженцев С.В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 8—19.
57. Коган Л.И. Внутренняя структура океанской кристаллической коры // Геотектоника. 1987. N 5. С. 48—61.
58. Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги периферии Тихого океана // Там же. 1982. N 2. С. 3—18.
59. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
60. Константиновская Е.А. Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Черчи по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 143—154.
61. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.
62. Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника // Геология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 25, кн. 2. С. 249—270.
63. Краснопецева Г.В. Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре // Региональное развитие и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1978. 37 с.
64. Краснопецева Г.В., Шукин Ю.К. Характеристика земной коры очаговых зон землетрясений Кавказа по сейсмическим данным //

- Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. N 5. С. 126—133.
65. Кузьмин М.И. Геология магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
 66. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. N 5. С. 3—15.
 67. Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Там же. 1985. N 1. С. 15—23.
 68. Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулинды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 163 с.
 69. Леонов М.Г. Олиестромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.
 70. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
 71. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
 72. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каркин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанской литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. T. 6, N 4. С. 3—11.
 73. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
 74. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. С. 122—173.
 75. Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.
 76. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 392).
 77. Мазарович А.О., Рихтер А.В. Палеозойско-мезозойская история тектонического развития юга Дальнего Востока // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 178—193. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 417).
 78. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
 79. Макаров В.И. Новейшая тектоника восточной Кубы. 1, 2 // Геотектоника. 1986. N 6. С. 85—96; 1987. N 2. С. 102—110.
 80. Макаров В.И., Соловьева Л.И. Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. N 2. С. 10—18.
 81. Макаров В.И., Соловьева Л.И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на земной поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты) // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. T. 5. С. 18—41.
 82. Макаров В.И., Шукин Ю.К. Оценка активности открытых разломов // Геотектоника. 1979. N 1. С. 96—109.
 83. Марков М.С., Авакян К.Х., Баржицкий В.В. и др. Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова. Апатиты: Геол. ин-т Кол. фил. АН СССР, 1987. 44 с.
 84. Марков М.С., Добржинецкая Л.Ф., Авакян К.Х., Кацура И.К. Области развития серых гнейсов // Тектоника и металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 72—84.
 85. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1972. N 4. С. 66—81.
 86. Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.М. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги // Там же. 1969. N 5. С. 52—61.
 87. Марков М.С., Федоровский В.С. К проблеме геодинамики ранней Земли: Аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Там же. 1986. N 6. С. 21—39.
 88. Мейен С.В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми // Там же. 1969. N 5. С. 3—16.
 89. Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики. М.: Наука, 1988. 215 с.
 90. Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Вещественный состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларифион // ДАН СССР. 1983. T. 268, N 4. С. 943—946.
 91. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
 92. Миллер Ю.В. Тектонометаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
 93. Миллер Ю.В. Особенности структурной геологии архея // Тектоника и металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 214—226.
 94. Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. // Петрология магматических и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 140—153.
 95. Морковкина В.Ф., Арутюнен Г.С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 11. С. 133—137.
 96. Мусатов Д.И., Левитова Ф.М., Чернышев Н.М. Глубинное строение Анабарского щита // Общ. и регион. геология и геол. картирование. Экспресс-информ. / ОНТИ ВИЭМС. 1981. Вып. 6. С. 1—17.
 97. Николаев А.В., Санина И.А. Метод и результаты сейсмического просвещения литосферы Тянь-Шаня и Памира // ДАН СССР. 1982. T. 264, N 1. С. 69—72.
 98. Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники. Механика деформируемого твердого тела. М.: ВИНТИ, 1983. T. 15. С. 149—230.
 99. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 217 с.
 100. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

101. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.
102. *Паталаха Е.И., Поляков А.И., Севрюгин Н.Н.* Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов // Геотектоника. 1978. N 4. С. 79—90.
103. *Пашков Б.Р., Швольман В.А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Там же. 1979. N 6. С. 42—57.
104. *Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. N 3. С. 36—54.
105. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. N 7. С. 8—24.
106. *Пейве А.В.* Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 95—122.
107. *Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // XXII МГК: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964. С. 156—172.
108. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 5—15.
109. *Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифионов В.Г.* Тектоническая расчлененность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. N 1. С. 3—13.
110. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
111. *Поспелов И.И.* Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 149—178.
112. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
113. *Пучков В.Н., Иаанов К.С.* Вулканогенно-кремнистые толщи ордовика на востоке Урала // Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. С. 151—156.
114. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
115. *Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
116. *Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильева А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. N 5. С. 5—13.
117. *Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О.* и др. Покровные и чешуйчатонадвиговые структуры в западном обрамлении Тихого океана // Там же. 1983. N 6. С. 30—45.
118. *Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н.* Тектоника Каролинской ступени (юго-запад Тихого океана) // Там же. 1986. N 6. С. 40—53.
119. *Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Пейве А.А.* и др. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Пятнадцать-Двадцать в Центральной Атлантике // ДАН СССР. 1987. Т. 283, N 6. С. 1459—1463.
120. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 280 с.
121. *Разницын Ю.Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан) // Геотектоника. 1975. N 2. С. 68—84.
122. *Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Там же. 1985. N 1. С. 88—101.
123. *Разницын Ю.Н., Цуканов Н.В., Щербаков С.А.* Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1984. Т. 278, N 1. С. 180—184.
124. *Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 96 с.
125. *Розен О.М., Вишневецкий А.Н., Глуховский М.З.* и др. Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. 199 с.
126. *Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 202 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 192).
127. *Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 168 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 223).
128. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
129. *Руженцев С.В., Соколов С.Д.* Тектонические покровы и движение литосферы плит // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 30—41.
130. *Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 6. С. 21—32.
131. *Рэмзи Дж.Г.* Количественная оценка деформаций горных пород: Обзор // XXVII МГК: Докл. сов. геологов. Секция 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 135—149.
132. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Пластическое течение ультрабазитов и габбро-альпийских массивов // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 147—171.
133. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 245 с.
134. *Савельева Г.Н., Денисова Е.А.* Структура и петрология массива Средний Крак на Южном Урале // Геотектоника. 1985. N 4. С. 53—68.
135. *Самыгин С.Г.* Каледонские шарьяжи хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // ДАН СССР, 1984. Т. 275, N 3. С. 709—713.

136. *Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В.* Тектоническое скучивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // Строение сейсмофокальных зон и связанных с ними структур. М.: Наука, 1987. С. 132—150.
137. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
138. *Синицин В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
139. *Скобелев С.Ф.* Новейшая тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня: (Соотношение складчатости и орогенеза): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1983. 22 с.
140. *Соколов В.Б., Козырев Е.И., Рыбалка В.М.* Основные черты глубинного строения земной коры восточного склона Среднего Урала по профилю Камышлов—Асбест—оз. Таватуй // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1972. Вып. 49. С. 51—63.
141. *Соколов С.Д.* Экзотические толщи раннего мезозоя севера Тихоокеанского пояса // ДАН СССР. 1985. Т. 283, N 3. С. 690—693.
142. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; Т. 2. 574 с.
143. Строение дна северо-запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 231 с.
144. *Сычев П.М., Воробьев В.М., Лютая Л.М.* и др. Тектоника и магматизм юго-запада Бенгальского залива (Индийский океан) // Литосфера и астеносфера континентов и океанов. Новосибирск, 1985. С. 38—52.
145. Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1:2500000. М.: Наука, 1982. 139 с.
146. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
147. Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 222 с.
148. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 210 с.
149. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 113 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 359).
150. *Тильман С.М.* Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья // ДАН СССР. 1987. Т. 292, N 5. С. 1220—1222.
151. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
152. *Трифонов В.Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. N 1. С. 25—38.
153. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А.* Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов // XXVII МКГ: Докл. сов. геологов. Секция 3. М.: Наука, 1984. С. 105—117.
154. *Уразаев Б.М., Акишев Т.А., Нурмагамбетов А.* и др. Сейсмическое районирование Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 139 с.
155. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
156. *Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
157. *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
158. *Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 137 с.
159. *Хотин М.Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация полуострова Камчатский мыс. М.: Наука, 1976. 195 с.
160. *Цуканов Н.В.* Новые данные по тектонике хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1985. Т. 284, N 5. С. 1205—1208.
161. *Цуканов Н.В., Зинкевич В.П.* Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. N 6. С. 63—77.
162. *Шатино М.Н., Селиверстов А.А.* Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова // Там же. 1975. N 4. С. 85—94.
163. *Шатино М.Н., Сляднева Б.И., Ландер А.В.* Чешуйчато-надвиговые структуры северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Там же. 1984. N 4. С. 84—93.
164. *Шаров В.И.* Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. N 1. С. 112—120.
165. *Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миятлы и Дыльмы (Северный Дагестан) // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 115—331.
166. *Шваб М.* Строение и тектоническое развитие Гарца // Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977. С. 7—52.
167. *Эз В.В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
168. *Эз В.В.* Особенности структурной геологии раннего докембрия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 226—237.
169. *Эльтер П., Тревисан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 183—195.
170. *Юшманов Ю.П.* Конседиментационные тектонические покровы прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. N 3. С. 99—107.
171. *Alabaster T., Pearce J.A., Malpas J.* The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex // Contrib. Miner. and Petrol. 1982. Vol. 81. P. 168—183.
172. *Anon.* Penrose field conference on ophiolites // Geotimes. 1972. Vol. 17. P. 24—25.
173. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by Congshot experiment // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its

- margin. Wash. (D.C.), 1976. P. 135—153. (Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr.; N 19).
174. *Ashby M.F., Verrall R.A.* Micromechanisms of flow and fracture and their relevance to the rheology of the upper mantle // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1978. Vol. 288, N 1350. P. 59—95.
 175. *Auzende J.M., Gornen G., Itean T.* et al. Gorrindge bank: A section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by sumerible // Ophioliti. 1982. N 2/3. P. 267—278.
 176. *Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites: Application to some ophiolites // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16. P. 1874—1882.
 177. *Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ferrara G., Innocenti F.* Fission track age of zircons and apatites from Northern Apennines ophiolites // Fortschr. Miner. 1973. Vol. 50. P. 51—53.
 178. *Boillot G.* Les marges continentales stables et leur destin // Bull. Soc. géol. France. Sér. 7. 1984. T. 26, N 3. P. 517—531.
 179. *Brace W.F., Kohlstedt D.L.* Limits on lithosphere stress imposed by laboratory experiments // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 6248—6552.
 180. *Breen N.A., Silver E.A., Nussong D.M.* Structural systems of an accretionary Wedge south of the island of Sumba, Indonesia, revealed by Sea MARC II side scan sonar // Bull. Geol. Soc. Amer. 1986. Vol. 97, N 10. P. 1250—1261.
 181. *Bridgewater D., McGregor V.R., Myers J.S.* A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implications // Precambrian Res. 1974. Vol. 1. P. 179—197.
 182. *Brunn J.H.* Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique // Rev. géogr. phys. dyn. 1960. Vol. 3. P. 115—132.
 183. *Carpene J., Caby R.* Fission track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps // Geology. 1984. Vol. 12. P. 201—204.
 184. *Cazenave A., Balmino G.* La gravité de la Terre // Recherche. 1986. N 176. P. 438—447.
 185. *Chadwick B., Coe K.* Geological map of Greenland, Scale 1:100000. Copenhagen: Nord Geol. Surv. Greenland, 1983. Vol. 1. 70 p.
 186. *Chadwick B., Nutman A.* Archean structural evolution in the Northwest the Buksefjorden region, southern-west Greenland // Precambrian Res. 1979. Vol. 9. P. 199—226.
 187. *Clar E.* Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen // Verhandl. Geol. Bundesanst. 1965. S.-H. S. 24—78.
 188. *Debelmas J.* Alpes Savoie et Dauphiné Guides géologiques régionaux. P.: Mason, 1975. 213 p.
 189. *Debelmas T., Lemoine M.* The Western Alps: palaeogeography and structure // Earth Sci. Rev. 1970. Vol. 6, N 4. P. 221—256.
 190. *Desmet A., Cagny C.U., Lapierre H., Rocci G.* Organisation spatio-temporelle du complexe filonien du Troodos: Son enracinement dans la chambre magmatique // Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp. Cyprus, 1979. 1980. P. 66—72.
 191. *Desmons J., Delloye M., Desmet A.* et al. Trace and rare earth element abundances in Troodos lavas and sheeted dykes, Cyprus // Ophioliti. 1980. Vol. 5. P. 35—56.
 192. *Dubertret L.* Geologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay // Notes et mem. Mouen-Orient. 1955. Vol. 6. P. 1—179.
 193. *Eaton G.P., Wahl R.R., Prostka H.J.* et al. Regional gravity and tectonic pattern: Their relation to late Cenozoic epeirogeny and lateral spreading in the western Cordillera // Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera. Wash. (D.C.), 1978. P. 51—92. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 152).
 194. *Elsasser W.H.* Convection and stress propagation in the upper mantle // Application of modern physics to the Earth and planetary interior. N.Y., 1969. P. 223—249.
 195. *Exner Ch.* Tauern-Westaplen Vergleich // Mitt. Geol. Ges. Wien. 1965. Bd. 58. S. 192—217.
 196. *Farhoudi G., Karig D.E.* Makran of Iran and Pakistan as an active arc system // Geology. 1977. Vol. 5, N 11. P. 664—668.
 197. *Faure M., Caridroit M., Charvet J.* The late Jurassic oblique collisional orogen of SW Japan: New structural data and synthesis // Tectonics. 1986. Vol. 5, N 7. P. 1089—1114.
 198. *Faure M., Charvet J.* Mesozoic nappe structures in SW Japan, from the example of eastern Shikoku and Kinki Area // Sci. Geol. Bull. 1984. Vol. 37, N 1. P. 51—63.
 199. *Faure M., Labevee F., Gusokujima Y.* et al. The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 77, N 3—4. P. 384—398.
 200. *Feng R., McEvilly T.V.* Interpretation of seismic reflection profiling data for the San Andreas fault zone // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1983. Vol. 73, N 6. P. 1701—1720.
 201. *Flores J.* Discussion // World petrol. congr. proc. Rome, 1955. T. 4. P. 120—121.
 202. Geology and mineral resources of Japan. 3rd ed. Tokyo: Geol. Surv. Jap. 1977. Vol. 1. 430 p.
 203. Geology of Greenland / Ed. A. Eiseher, W.S. Watt. Copenhagen: Geol. Surv. Greenland, 1976. 603 p.
 204. *Gianelli G., Principi G.* Studies on mafic and ultramafic rocks: Breccias of the ophiolitic suite in the Monte Boco Area (Ligurian Apennine) // Bol. Soc. geol. ital. 1974. Vol. 93. P. 277—308.
 205. *Green H.W., Griggs D.T., Christee J.M.* Syn-tectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates // Experimental and natural rock deformation. N.Y.: Springer, 1970. P. 272—335.
 206. *Gwinner M.P.* Geologie der Alpen. Stuttgart, 1971. 423 S.
 207. *Hadley D., Kanamori H.* Seismic structure of the Transverse Ranges, California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 10. P. 1469—1478.
 208. *Hamilton W.* Mesozoic tectonics of the western United States // Mesozoic paleogeography of the western United States: Soc. Econ. Paleontol. and Miner., Pacific coast paleogeogr. symp. 1978. Vol. 2. P. 33—70.
 209. *Hantke R.* Tektonik der helverischen Kalkalpen

- zwischen Obwalder und dem St. galler Rheintal. Zürich, 1961. 120 S. (Vierteilhrssch, Naturforsch. Ges.; Bd. 106, H. 1).
210. *Hatcher R.D. (Jr.), Williams R.T.* Mechanical model for single thrust sheets. 1. Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1986. Vol. 97, N 8. P. 975—985.
 211. *Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T.* et al. Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, Southeastern Oman mountains // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2527—2544.
 212. *Jackson E.D., Thayer T.P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes // XXIV Intern. Geol. Congr. Sect. 2. 1972. P. 289—296.
 213. *Kanmera K., Nishi H.* Accreted oceanic reff complex in southwest Japan // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions.* 1983. P. 195—206.
 214. *Kay M.* Palaeogeographic and palinspastic maps // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1945. Vol. 29, N 4. P. 13—38.
 215. *Kazmin V., Ricon L.-E., Sborshikov L.M.* Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123. P. 153—179.
 216. *King Ph.* Geology of the central Great Smoky Mountains, Tennessee // *Geol. Surv. Prof. Pap.* 1964. N 349. 237 p.
 217. *Kirby S.H.* Tectonic stresses in the lithosphere: Constraints provided by the experimental deformation of rocks // *J. Geophys. Res. B.* 1980. Vol. 85, N 11. P. 6353—6363.
 218. *Kirby S.H.* Rheology of the lithosphere // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1983. Vol. 21. P. 1458—1487.
 219. *Knipper A., Ricon L.-E., Dercourt J.* Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123. P. 213—240.
 220. *Lachenbruch A.H., Sass J.H.* Thermo-mechanical aspect of the San Andreas Fault System // *Proc. of conf. on tectonic probl. of the San Andreas Fault System.* Stanford, 1973. Vol. 13. P. 192—205.
 221. *Lugeon M.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse // *Bull. Soc. géol. France. Ser. 4.* 1901—1902. T. 1. P. 180—203.
 222. Mantle heterogeneity and Azores triple junction // *JOIDES J.* 1982. Vol. 8, N 1. P. 4—10.
 223. *Mattews D., Hirn A.* Crustal thickening in Himalayas and Caledonides // *Nature.* 1984. Vol. 308. P. 497—498.
 224. *Mckenzie D.P.* Active tectonics of the Mediterranean region // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 30. P. 109—185.
 225. *Mehnert K.R.* The Ivrea zone // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1975. Bd. 125, N 2. S. 156—199.
 226. *Meissner R., Sirehlau J.* Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distributions of shallow earthquakes // *Tectonics.* 1982. Vol. 1. P. 73—89.
 227. *Menard G., Thouvenot F.* Ecaillage de la lithosphere européenne sous les Alpes Occidentales: arguments gravimétriques et sismiques // *Bull. Soc. géol. France.* 1984. Vol. 26, N 5. P. 875—884.
 228. *Montenat Chr., Vachard D., Termier G.* L'Afghanistan et le domaine gondwan: Différenciation paléogéographique au Remo-Carbonifère // *An. Soc. géol. Nord.* 1977 (1978). Vol. 97. P. 287—296.
 229. *Moorbath S., Taylor P.N., Goodwin R.* Origin granite magma by crustal remobilisation Rb—Sr and Pb—Pb geochronology and isotope geochemistry of the late archaean Qorqut complex of Southern West Greenland // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45. P. 1051—1060.
 230. *Mullen E.D.* MnO/TiO₂/F₂O₃: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 53—62.
 231. *Murrell S.A.F.* Rheology of the lithosphere — experimental indications // *Tectonophysics.* 1976. Vol. 36. P. 5—24.
 232. *Nabholz W.K.* Das mechanische Verhalten der granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese // *Congr. géol. intern.* Sect. 3. Alger, 1953. P. 247—268.
 233. *Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C.* Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites // *Tectonophysics.* 1971. Vol. 12. P. 55—86.
 234. *Noiret G., Montigny R., Allegre C.J.* Is the Vourinos complex an island arc ophiolite? *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 56. P. 375—586.
 235. *Ogawa K.* Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami Mountains, Northeast Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1984. Vol. 90, N 10. P. 697—716.
 236. *Ogawa Y.* Structural characteristics and tectonisms around the microcontinent in the outer margin of the Paleozoic-Mesozoic geosyncline of Japan // *Tectonophysics.* 1978. Vol. 47. P. 295—310.
 237. *Pallister J.S., Hopson C.A.* Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2593.
 238. *Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // *Marginal basin geology.* L.: Blackwell, 1984. P. 77—94.
 239. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. L.: Acad. press, 1983. Vol. 1: Strain analysis. 307 p.
 240. *Ranalli G.* Deformation maps in grain—size—stress space as a tool to investigate mantle rheology // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1983. Vol. 29. P. 42—59.
 241. *Ranalli G., Murphy D.C.* Rheological stratification of the lithosphere // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 132. P. 281—295.

242. *Rassios A., Beccluva L., Bortolotti V. et al.* The Vourinos ophiolitic complex // *Ophioliti*. 1983. Vol. 8. P. 275—292.
243. *Rice J.K.* The mechanics of earthquake rupture // *Proc. Intern. school. phys. Enrico Fermi, Course 78. Amsterdam, 1980.* P. 555—649.
244. *Rocci G.* Ophiolites 80: une formation géologique élevée an rang de marqueur géodynamique // *Mém. Soc. géol. France.* 1980. N 10. P. 39—50.
245. *Saemundsson K.* An outline of structure of SW Iceland // *Iceland and Mid-Ocean Ridges.* 1967. Vol. 38. P. 12—31.
246. *Seely D.R., Vail R.R., Walton G.G.* Trench slope model // *The geology of continental margins.* N.Y.: Springer, 1974. P. 249—260.
247. *Serri G.* The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52. P. 203—212.
248. *Shervias J.W.* Ti—V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Ibid.* 1982. Vol. 59. P. 101—118.
249. *Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, trench and normal faults // *Nature.* 1974. Vol. 249. P. 542—544.
250. *Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen. 2. Die Schardsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefsceabsätze and der ophiolithischen Massengesteine // *Ber. Natur. Ges. Freiburg.* 1906. Bd.16. S. 1—49.
251. *Steinmann G.* Die ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge // *XIV Intern. Geol. Congr. Madrid, 1927.* P. 638—667.
252. *Tankard A.J., Jackson M.P., Eriksson K.A. et al.* Crustal evolution of Southern Africa (3, 8 billion years pf Earth history). N.Y. etc.: Springer, 1982. 523 p.
253. *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123. 315 p.
254. *Turner F.Y., Weiss L.E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y.: McGraw-Hill, 1963. 545 p.
255. *Uchiyama T., Sano H., Kanmera K.* Depositional and tectonic settings of cherts around the Akiyoshi limestone group, Southwest Japan // *Mem. Fac. Sci. Kyushi Univ. D.* 1986. Vol. 26, N 1. P. 51—68.
256. *Venturelli G., Thorpe R.J., Potts P.J.* Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Apennine belt // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 53. P. 109—123.
257. *Wise D.U., Dunn D.E., Engelder J.T. et al.* Fault related rocks // *Geology.* 1984. Vol. 12, N 7. P. 391—394.
258. *Wood D.A.* The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the Britian Tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 11—30.
259. *Yamamoto H.* Geology of the late Palaeozoic-Mesozoic sedimentary complex of the Mino Terrane of the southern Neo area, Gifu Prefecture and Mt. Ibuki area, Shiga Prefecture, Central Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1985. Vol. 91, N 5. P. 353—369.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Ю.М. Пуцаровский</i>	3
Глава 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОНЦЕПЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ	5
Тектоническая расслоенность как закономерный результат развития земной коры в неогее. <i>А.Л. Книппер</i>	5
Проявления современного тектонического расслоения литосферы на континентах и в океанах. <i>В.Г. Трифонов, А.С. Перфильев</i>	17
Геодинамика реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит. <i>Л.И. Лобковский</i>	27
Глава 2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ КРУПНО- И СРЕДНЕМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ	43
Изучение и картирование офиолитовых комплексов. <i>А.Л. Книппер, С.А. Куренков, Г.Н. Савельева</i>	43
Изучение и картирование покровно-складчатых структур. <i>С.В. Руженцев</i>	72
Изучение и картирование олистостромовых комплексов. <i>В.С. Буртман, И.Г. Щерба</i>	82
Палинстастические и палеотектонические реконструкции покровно-складчатых сооружений. <i>А.А. Белов, В.С. Буртман, А.Л. Книппер, С.В. Руженцев</i>	90
Особенности изучения тектонической расслоенности в докембрийских метаморфических комплексах. <i>М.С. Марков, Л.Ф. Добржинецкая</i>	110
Аэрокосмические и неотектонические методы изучения тектонической расслоенности литосферы. <i>В.И. Макаров, В.Г. Трифонов</i>	130
Изучение тектонического течения горных масс. <i>А.В. Лукьянов</i>	146
Глава 3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРИМЕРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИ РАССЛОЕННЫХ АККРЕЦИОННЫХ СИСТЕМ	156
Палеозонды и мезозонды Евразии	156
Урал. <i>А.С. Перфильев</i>	156
Южный Тянь-Шань. <i>В.С. Буртман</i>	169
Центральный и Восточный Казахстан. <i>С.Г. Самыгин</i>	180
Альпийский пояс	189
Альпы. <i>С.В. Руженцев</i>	189
Большой Кавказ. <i>Г.И. Баранов, А.А. Белов, С.И. Дотдугев</i>	196
Памир. <i>С.В. Руженцев</i>	214
Активные окраины Тихого океана	225
Корякское нагорье. <i>С.Д. Соколов</i>	225
Восточная Камчатка. <i>В.П. Зинкевич</i>	239
Сахалин. <i>А.В. Рихтер</i>	250
Приморско-Японский регион. <i>А.О. Мазарович</i>	260
Анабарский штт. <i>О.М. Розен, В.Л. Злобин, В.С. Рачков</i>	269
Заключение. <i>Ю.М. Пуцаровский, С.В. Руженцев, С.Д. Соколов</i>	280
Литература	284

CONTENTS

Introduction. <i>Yu.M. Pushcharovsky</i>	3
Chapter 1. THEORETICAL BASIS OF THE CONCEPTION OF THE LITHOSPHERE TECTONIC LAYERING	5
Tectonic layering as a regular consequence of the Earth's crust evolution in the Neogaea. <i>A.L. Knipper</i>	5
Manifestation of the recent tectonic layering in the continental and oceanic lithosphere. <i>V.G. Trifonov, A.S. Perfiliev</i>	17
Geodynamics of the rheologically-stratified tectonically-layered lithosphere and the conception of the two-floor plate tectonics. <i>L.I. Lobkovsky</i>	27
Chapter 2. STUDY METHODS OF THE LITHOSPHERE TECTONIC LAYERING APPLIED IN THE LARGE- AND MEDIUM-SCALE GEOLOGICAL MAPPING	43
Studying and mapping the ophiolite complexes. <i>A.L. Knipper, S.A. Kurenkov, G.N. Savelleva</i> ..	43
Studying and mapping the nappe-folded structures. <i>S.V. Ruzhentsev</i>	72
Studying and mapping the olistostrome complexes. <i>V.S. Burtman, I.G. Shcherba</i>	82
Palinspastic and paleotectonic reconstructions of the nappe-folded structures. <i>A.A. Belov, V.S. Burtman, A.L. Knipper, S.V. Ruzhentsev</i>	90
Peculiarities of studying the tectonic layering in Precambrian metamorphic complexes. <i>M.S. Markov, L.F. Dobrzhinetskaya</i>	110
Aerospace and neotectonic study methods of the lithosphere tectonic layering. <i>V.I. Makarov, V.G. Trifonov</i>	130
Studies of tectonic flow in rock masses. <i>A.V. Lukjanov</i>	146
Chapter 3. REGIONAL EXAMPLES OF THE TECTONICALLY-LAYERED ACCRETIONARY SYSTEMS	156
The Paleozooids and Mesozooids of Eurasia	156
The Urals. <i>A.S. Perfiliev</i>	156
Southern Tien-Shan. <i>V.S. Burtman</i>	169
Central and Eastern Kazakhstan. <i>S.G. Samygin</i>	180
The Alpine belt	189
The Alps. <i>S.V. Ruzhentsev</i>	189
Greater Caucasus. <i>G.I. Baranov, A.A. Belov, S.I. Dotduev</i>	196
The Pamirs. <i>S.V. Ruzhentsev</i>	214
Active Pacific margins	225
The Koryak upland. <i>S.D. Sokolov</i>	225
Eastern Kamchatka. <i>V.P. Zinkevich</i>	239
Sakhalin. <i>A.V. Rikhter</i>	250
The Primorie-Japan region. <i>A.O. Mazarovich</i>	260
The Anabar shield. <i>O.M. Rozen, V.L. Zlobin, V.S. Rachkov</i>	269
Conclusions. <i>Yu.M. Pushcharovsky, S.V. Ruzhentsev, S.D. Sokolov</i>	280
References	284

Научное издание

БЕЛОВ Александр Алексеевич,
БУРТМАН Валентин Семенович,
ЗИНКЕВИЧ Валентин Петрович и др.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ
И РЕГИОНАЛЬНЫЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Утверждено к печати
Межведомственным тектоническим комитетом
АН СССР

Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Художник *А.А. Куценко*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 46939

Подписано к печати 20.02.90. Т—01433
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 24,1+0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 24,8
Уч.-изд.л. 28,6. Тираж 1500 экз. Тип. зак. 2218
Цена 5 р. 90к.

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